552
С 932

Н. Г. СУДОВИКОВ

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОЛОГИИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

(Гранитизация пород Беломорья)

ГОНТИ • 1939

NLRK 00201392

552
С 892

ГЛАВНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ТРУДЫ
ЛЕНИНГРАДСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО УПРАВЛЕНИЯ
Выпуск 19

TRANSACTIONS
OF THE LENINGRAD GEOLOGICAL SERVICE
Fascicle 19

Н. Г. СУДОВИКОВ

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОЛОГИИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

(ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД БЕЛОМОРЬЯ)

349669

N. G. SUDOVIKOV

MATERIALS TO THE PETROLOGY

OF THE WESTERN PART OF THE WHITE SEA COAST REGION

(Granitisation of rocks of White-Sea Region)

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	*Строка*	*Напечатано*	*Следует читать*	*По вине*
6	19 снизу	1 : 100.000	1 : 1.000.000	корректора
14	6 „	= 81	= — 81	автора
15	24 „	бледнонежный	бледножелтый	корректора
38	5 сверху	[001]	(001)	лит. ред.
54	14 „	гинабиссальный	гипабиссальный	автора
79	19 снизу	магматизацией	мигматизацией	„

СУДОВИКОВ. Материалы по петрологии Зап. Беломорья.

АТУРЫ
СКВА

NLRK 00201392

552
С 892

ГЛАВНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ТРУДЫ
ЛЕНИНГРАДСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО УПРАВЛЕНИЯ
Выпуск 19

TRANSACTIONS
OF THE LENINGRAD GEOLOGICAL SERVICE
Fascicle 19

Н. Г. СУДОВИКОВ

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОЛОГИИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

(ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД БЕЛОМОРЬЯ)

349669

N. G. SUDOVIKOV

MATERIALS TO THE PETROLOGY OF THE WESTERN PART OF THE WHITE SEA COAST REGION

(Granitisation of rocks of White-Sea Region)

Государственная
Публичная библиотека
Карельской АССР

ГОНТИ
РЕДАКЦИЯ ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ И ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД 1939 МОСКВА

ГР-60-5-4

1998

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . 3
Обзор исследований . . . 4
Краткий стратиграфический очерк . . . 6
Состояние изученности структуры Западного Беломорья . . . 10
Комплекс гнейсов . . . 13
I. Дистен- и гранатсодержащие гнейсы . . . 14
II. Биотитовые и мусковитовые гнейсы . . . 20
III. Амфиболовые гнейсы . . . 24
IV. Цоизитовые сланцы и гнейсы . . . 26
Мигматиты . . . 29
Амфиболиты . . . 30
Амфиболиты I группы . . . 33
Гедритовые амфиболиты (II группа) . . . 36
Амфиболиты (III гр.), содержащие тремолитовую и паргаситовую роговую обманку . . . 37
О форме амфиболитовых тел . . . 39
Контакты интрузий основных пород . . . 43
Контакт габбро с гнейсами на о-ве Малый Кукин в губе Канда . . . 44
Контакт основных пород с мигматитами на о-ве Буричек (Кандалакшский залив) . . . 48
Контакты габбро-норита с гнейсами на о-ве Большом Еловом . . . 50
Основные породы . . . 53
Петрографическая характеристика . . . 53
Метаморфизм основных пород . . . 54
О форме интрузий . . . 56
Гранодиориты и связанные с ними породы Поньгом-острова . . . 57
Гиперстено-диопсидовые гранодиориты . . . 58
Биотито-роговообманковые гранодиориты . . . 60
Жильные породы . . . 61
Порфировидные граниты и гранодиориты . . . 63
Дайки основных пород . . . 63
Выводы . . . 64
Граниты . . . 65
Разделение гранитов . . . 65
Критерии отличия гранитов от гнейсов . . . 67
Гранитизация Соностровского района . . . 67
Последовательность образования пород о-ва Варбар-Луды . . . 68
Описание пород . . . 68
Взаимоотношения пород . . . 70
Пегматиты . . . 72
Петрографическая характеристика . . . 73
Формы пегматитовых тел . . . 73
Генезис пегматитов . . . 74
Выводы . . . 78
Заключение . . . 79
Геологическая последовательность . . . 79
Явления гранитизации . . . 80
Литература . . . 83
Summary . . . 84
Объяснение таблиц . . . 85

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе даны главнейшие черты петрологии прибрежной области Западного Беломорья. В административном отношении район исследования принадлежит к Карельской АССР и Мурманской области (Кандалакшский район). Эта прибрежная зона Беломорья характеризуется широким распространением древнейших архейских пород. Материал для настоящего исследования получен, главным образом, в сравнительно неширокой, но хорошо обнаженной береговой полосе, представляющей только часть всей прибрежной зоны распространения архейских пород. В нижеследующем изложении под наименованием Беломорье подразумевается узкая береговая площадь (до 30—40 *км* шириной) от Кандалакши на севере до Сороки на юге.

В исследовании геологии и полезных ископаемых западного побережья Белого моря первое место бесспорно принадлежит Ленинградскому геологическому управлению, по заданиям которого были выполнены многочисленные и большие по объему работы — особенно в период с 1932 по 1937 г. К этому же периоду относятся произведенные также по заданиям Ленинградского геологического управления наши исследования, главные результаты которых изложены в настоящей работе.

Эти результаты получены при исследовании различных районов побережья, из которых некоторые изучены нами детально. Первые наши исследования (1930 и 1932 г.) были проведены в южной части побережья в связи с геологической съемкой. В 1933 г. в течение короткого полевого сезона нами проведена работа по изучению гранитов и пегматитов Беломорья с целью изучения их взаимных отношений и связи. Эта работа позволила еще в то время обратить особое внимание на важные вопросы генезиса гранитов и пегматитов, которые рассмотрены также и в настоящей статье. В 1934 г. нами было проведено картирование в масштабе 1 : 100 000 бассейна губы Канды (Кандалакшский район). Материал этого исследования позволил значительно расширить представления о составе и строении гнейсовой толщи. В 1935 и 1936 г. нами были проведены специальные исследования по подготовке к Северной экскурсии XVII международного геологического конгресса. В связи с тем, что к посещению членами конгресса были намечены Шуерецкий, Кузема-Поньгомский, Чупинский и Кандалакшский районы, в эти годы исследованию подвергались главным образом упомянутые районы. Полученный при этом материал (частью в схематизированном виде) был опубликован в путеводителях к Северной экскурсии. К указанному опубликованному материалу в настоящей работе даны существенные дополнения.

Соответственно с тем, что некоторые материалы по петрологии уже ранее опубликованы нами и другими исследователями, и также в связи с тем, что не вся территория побережья охвачена детальными геологическими исследованиями, настоящая работа, не являясь

монографически полным описанием, представляет собой лишь попытку свести накопленный нами петрологический материал. Необходимость в такой сводке и обобщении определяется возрастающими требованиями промышленных организаций к геологическому обоснованию поисковых и разведочных работ на различные полезные ископаемые Западного Беломорья.

Тема настоящего исследования основывается на очень большом, но в то же время не всегда достаточно полном материале. На ряду с этим она охватывает очень обширный круг вопросов и касается весьма важных, но не всегда вполне решенных проблем. Этим частью объясняется то, что заключения иногда даны в альтернативной форме, а некоторые фактические данные сопровождаются лишь условной интерпретацией. Из этого также можно заключить, что настоящее исследование можно рассматривать как начало для последующего более глубокого изучения и обобщения.

Считаю своим долгом выразить большую благодарность проф. д-ру А. А. Полканову, взявшему на себя труд прочесть рукопись настоящей работы и сделавшему важные замечания, позволившие внести многие исправления. Также выражаю большую благодарность геологу ЛГУ И. С. Ожинскому, который не только указал ряд недостатков, но и принимал живое участие в обсуждении различных вопросов, связанных с настоящей темой.

При полевых исследованиях существенная помощь была мне оказана Р. А. Дмитриевым и Ал. В. Перевозчиковым, за что им также выражаю свою глубокую признательность.

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ

Несмотря на сравнительно малую изученность Беломорья, литература по беломорской зоне довольно обширная, причем особенно велико количество неопубликованных материалов, накопившихся, главным образом, за последние 7—8 лет. Ниже дан только краткий обзор главнейших работ.

В изучении Западного Беломорья можно выделить два периода. Первый — до Великой Октябрьской Социалистической революции — характеризовался исключительно слабым вниманием к геологии и полезным ископаемым Беломорья; исследования этого периода проводились несистематично, по инициативе отдельных авторов. В противоположность этому послереволюционный период характеризуется планомерностью в изучении, несравненно более высоким общим объемом исследований и бо́льшим вниманием к полезным ископаемым района. Большинство данных последнего периода является вполне современным, поэтому изложение и обсуждение их ведется, главным образом, в последующих главах работы, данные же дореволюционных исследований кратко охарактеризованы в настоящей главе.

Из самых старых исследований — Широкшина (41), Кудрявцева (18), Мельникова (22) и А. А. Иностранцева (11) — можно извлечь только скудные данные, касающиеся Беломорского побережья и в настоящее время уже потерявшие значение.

Из работ дореволюционного периода выделяются по своему значению работы Е. С. Федорова (38, 39, 40). Наиболее обстоятельная из них «Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря» в значительной своей части посвящена Карельскому берегу Белого моря. Со стороны геологической работа является мало интересной, так как приводимые автором немногие сведения по взаимоотношениям между породами в свете современных данных

элементарны и совершенно недостаточны для геологической характеристики района. В части петрографии однако работы Е. С. Федорова и по настоящее время сохраняют значение; их главнейшей заслугой является детальное описание широко распространенных на побережье основных пород, для которых Е. С. Федоровым было впервые дано название друзитов. Собранный Федоровым материал был в 1929 г. дополнительно петрографически детально описан А. О. Строна (28).

Из дореволюционных работ несомненный интерес также представляют исследования Н. Г. Кассина (12), материалы которых были обработаны и опубликованы уже после революции. Работа касается, главным образом, Приимандровского района; беломорская зона захватывается только в самой северной части, именно в Кандалакшском районе. Помимо детального микроскопического описания, работа содержит стратиграфическое и тектоническое описание. В ней уделяется также внимание генезису гнейсовой толщи. Интересно, что еще в то время автор, относясь с полной серьезностью к этому вопросу, пришел к заключению, что более массивные разности гнейсов являются несомненно более древними и залегают в ядрах антиклиналей, образованных слоистыми гнейсами. Переход полосатых гнейсов в массивные совершается постепенно. В отношении происхождения массивных гнейсов, т. е. гранитогнейсов автор высказывает сомнение: «являются ли они еще осадочными породами самых древних уже переплавленных горизонтов или представляют настоящие изверженные породы (типа ортогнейсов), причем в последнем случае они могли появиться и в более позднее время при процессе пьезокристаллизации». «Верхняя же часть... скорее всего уже представляет глубоко измененную древнейшую осадочную толщу».

Из этих замечаний видно, что уже в то время перед упомянутым автором стояли вопросы о возможности образования массивных гранитогнейсов (гранитов) Беломорья путем переплавления первоначально осадочной толщи.

К дореволюционным исследованиям относится также работа И. И. Гинзбурга (7), посвященная, главным образом, полезным ископаемым — в большей мере рудным месторождениям Северного Беломорья. В части геологической упомянутый автор ограничивается приведением кратких, преимущественно петрографических, сведений и совершенно не входит в анализ общей геологии района, поэтому в этом отношении работа почти не вызывает интереса. Заслугой этой работы следует считать то, что она в известной мере характеризует рудные месторождения района, для которых однако не дает удовлетворительной генетической характеристики.

Из упомянутых работ до Великой Октябрьской революции были опубликованы только исследования Е. С. Федорова. Таким образом, были широко известны только весьма немногие геологические черты Беломорья, даже не было ни одной схематической геологической карты ни одного из беломорских районов; весьма мало было известно и в отношении полезных ископаемых; имеющие большое практическое значение пегматитовые месторождения в литературе совсем не были освещены.

В послереволюционный период систематическая работа по изучению полезных ископаемых и геологии Беломорья проводилась главным образом между 1930 и 1937 г. Ленинградским геологическим трестом, ныне управлением, которым, помимо составления обзорной карты (масштаба 1 : 1 000 000) и различных поисковых и разведочных работ, производилось в некоторых районах также детальное картирование.

Из имеющих геологическое значение работ, проведенных до 1930 г., следует отметить исследования П. К. Григорьева (8), направленные главным образом на изучение пегматитовых месторождений, но которые тем не менее заключают также и некоторые данные по геологии Чупинского района.

Геология беломорской зоны изучалась большим коллективом геологов, к которому принадлежат Г. Н. Бунтин (4, 5, 6), Н. А. Волотовская (1932, 1933, 1934 г.), Н. А. Игнатьев (9, 10), Л. А. Косой (13, 14, 15, 16), Б. М. Куплетский (19), Ю. С. Неуструев (1934, 1935 г.) и др.[1] Этим коллективом проведены не только многочисленные и весьма ценные исследования полезных ископаемых, но также получены и крупные достижения по геологии района, только благодаря которым в настоящее время представляется возможность дать сводную геологическую характеристику района (о значении отдельных работ современного периода см. изложение основного материала ниже).

В связи с геологией всей территории Карелии в общих сводках В. М. Тимофеева (35, 36, 37) и Н. Г. Судовикова (31) ранее уже были кратко охарактеризованы образования беломорской зоны, однако, петрологии этого района еще не уделялось должного внимания.

КРАТКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Беломорское побережье Карельской АССР сложено почти исключительно архейскими образованиями. Ширина зоны этих образований варьирует, достигая наибольшей величины (около 140 *км*) на параллели Топозера и наименьшей (около 20 *км*) у села Сороки. С западной стороны эта зона ограничивается карельскими (нижнепротерозойскими) образованиями и посткарельскими гранитами. Последние в некоторых местах дают большие ареалы, образующие постепенные переходы через мигматиты в архейские породы (например район Подужемья). В северной части породы беломорской зоны примыкают к карельским образованиям кукасозерской зоны и распространяются до границы с Финляндией.

Согласно с последними данными протерозойские образования в пределах беломорской зоны имеют ограниченное распространение.

Первые отрывочные данные по стратиграфии пород Беломорья можно усмотреть еще в работах Е. С. Федорова (39). После произведенной в этом районе геологической съемки масштаба 1 : 1 00 000 представилось возможным дать сводный стратиграфический обзор Беломорья, что в связи с описанием петрографии и геологии для всей Карелии было выполнено В. М. Тимофеевым (35, 37).

Произведенные позднее геологические съемки позволили дать очерки некоторых районов Беломорья и геологическую сводку на основе новых исследований (31, 32, 33, 34).

Среди архейских образований Беломорья можно выделить следующие комплексы (снизу вверх): 1) комплекс гнейсов, 2) древнейшие гипабиссальные интрузии основных пород, 3) комплекс древнейших гранитов и гранодиоритов (1 группа), 4) комплекс гипабиссальных основных пород — габбро-перидотитов и 5) комплекс молодых архейских кислых пород — граниты, гранодиориты, пегматиты, мигматиты (II группа).

Комплекс гнейсов относится к древнейшим образованиям. Породы этого комплекса пользуются очень широким распростране-

[1] Здесь, так же как и в последующем изложении, указание года в скобках после фамилии автора обозначает одновременно наличие соответствующего отчета, хранящегося в фонде ленинградского геологического треста.

нием в пределах всей зоны и составляют основание, в котором заключены интрузии всех более молодых пород.

В первом этапе изучения геологии Беломорья (1932, 1933 г.) среди исследователей Карелии (В. М. Тимофеев, Н. Г. Судовиков и др.) было развито мнение об одновременности гнейсовой формации Беломорья с ботнийскими образованиями Финляндии. Эта попытка аналогии не базировалась на детальных исследованиях, тогда еще отсутствовавших, а была основана только на общих соображениях, не имеющих прочного стратиграфического обоснования. Только детальные исследования, произведенные в 1935 г. в Куземо-Поньгомском районе (Л. А. Косой) и одновременно в Шуерецком районе (Н. Г. Судовиков) установили более древний возраст комплексов гнейсов по отношению к гранитам I, II, и III гр. и тем самым позволили предположительно аналогизировать этот комплекс с петрографически сходными образованиями свиония Финляндии и Кольского полуострова. Первое указание в литературе на принадлежность гнейсов к свионию было сделано ранее упомянутых исследований П. К. Григорьевым (8), однако возникали сомнения в правильности интерпретации автора, так как указание не сопровождалось документирующим описанием.

В этот комплекс входят биотитовые, амфиболовые, биотито-гранатовые, дистено-гранатовые и дистеновые гнейсы и частью сланцы, разнообразные амфиболиты и мраморы. Все перечисленные породы представляют метаморфизованные осадочные образования — вероятно с измененным в процессе преобразования первоначальным химическим (и соответственно минеральным) составом.

Из всех перечисленных пород наибольшим распространением пользуются биотитовые гнейсы, во многих случаях очень сильно гранитизированные в связи с характерной для Беломорья региональной мигматизацией. Особенно редкими являются карбонатные породы.

Стратиграфические отношения между толщами различных гнейсов пока достоверно не установлены. Главной причиной, вызывающей неясности в решении вопросов взаимного отношения толщ, является возможность трансформации при явлениях гранитизации (мигматизации) пород одной группы в породы другой группы. (Например переход биотито-гранатовых гнейсов при гранитизации в биотитовые.)

При расчленении комплекса гнейсов на отдельные толщи такого рода затруднения возникали при картировании во многих районах. Так, в Кандалакшском районе при составлении разрезов устанавливалось повсеместное налегание дистено-гранатовых гнейсов на биотитовые и амфиболовые, что может интерпретироваться скорее как результат зональной гранитизации, а не первичной неоднородности толщ.

Возрастное положение всей толщи беломорских гнейсов определяется по соотношениям со всеми другими породами, по отношению к которым они во всех известных случаях являются более древними. В беломорской зоне известны обнажения, показывающие отношения как с основными, так и с кислыми породами архея.

Ближайшими аналогами гнейсов Беломорья являются гнейсы Кольского полуострова, среди которых также присутствуют толщи, характеризующиеся богатством глиноземом. Согласно данным А. А. Полканова, впервые отнесшего эти образования к свионийским (24, 25, 26), и многочисленных работников Ленинградского геологического управления, они пользуются на Кольском полуострове не менее широким распространением.

Толща гнейсов заключает различной мощности пласты амфиболитов, которые частью несомненно относятся к измененным известковистым осадочным породам, частью же могут относиться к гипабиссальным или эффузивным основным породам, составляющим одну супракрустальную толщу вместе с гнейсами. Для многих такого рода амфиболитов происхождение не установлено, но так как в других осадочных формациях докембрия постоянно присутствуют основные изверженные породы, то среди карельских геологов считается принятым мнение о существовании таких же пород и в древнейшей супракрустальной толще.

В настоящее время с достаточной ясностью устанавливается, что в Беломорской зоне есть такие гранитные породы, которые являются несомненно более молодыми по отношению к породам гнейсового комплекса и в то же время более древними по отношению к гипабиссальным интрузиям второй архейской группы.[1] Свидетельством существования таких гранитов могут служить многие обнажения. В настоящей главе достаточно сослаться на описанные ниже обнажения о-ва Буричек (Кандалакшский район) и Елового острова (Шуерецкий район), где мигматиты гранитов первой древнейшей группы рассекаются интрузиями основных пород.

Отношение гранитов первой группы к древнейшим гнейсам устанавливается по переходным породам и по структурному положению гранитов. Массивные гранитные породы этого возраста слагают ядра складчатых структур и дают в типичных случаях зоны правильных постепенных переходов через мигматиты в гнейсы. Такого рода структура обнаруживается, например, в непосредственных окрестностях дер. Шуерецкой, где центральный ареал гранитов на периферии переходит в гнейсы-мигматиты и далее в амфиболиты и гранато-дистеновые гнейсы и сланцы. Как в этом случае, так и в других, граниты не дают непосредственных контактов с дистенсодержащими породами, что является характерным также и для ареалов более молодых гранитов.

Очень важным и в то же время очень сложным является вопрос отделения на картах (особенно сводных) древнейших гранитов от молодых архейских. Так как принадлежность гранитов к древнейшей группе решается главным образом по соотношениям с молодыми архейскими гипабиссальными интрузиями, которые секут древнейшие граниты и их мигматиты, то, очевидно, выделение площадей древнейших гранитов всегда связано с рядом необходимых условий, которым не всякая площадь может удовлетворять, например наличие контактов между основными породами и гранитами. Поэтому во многих случаях приходится пользоваться для выделения гранитов структурными особенностями, которые, в свою очередь, также не всегда могут быть однозначно интерпретированы. Некоторые исследователи и в настоящее время продолжают использовать типологические особенности гранитов для их разделения, что является совершенно неприемлемым для архейских пород Беломорья. Широко использованное в свое время деление гранитов по признакам состава в настоящее время, может быть, и сохраняет значение, но только для весьма ограниченных площадей западной Карелии и является, как показали новые исследования, совершенно неприемлемым для Беломорья.

Из изложенного видно, что на сводной карте можно с большой условностью выделить только несколько площадей достоверно уста-

---

[1] На эти соотношения было впервые указано П. К. Григорьевым (8) и по его материалам позднее А. А. Полкановым (28).

новленных древнейших гранитов и что для многих гранитных площадей можно только предположить архейский возраст и нельзя установить его более точно.

Более молодыми по отношению к древнейшим гранитам являются основные породы, которые в виде малых по размерам интрузивных тел рассеяны вдоль всего Беломорского побережья. Степень исследованности Беломорья не позволяет еще с достоверностью судить о большей или меньшей распространенности основных пород, но все же в Северном Беломорье более часто встречаются интрузивные тела основных пород в сравнении с Южным. Стратиграфическое положение этой группы пород, представленных рядом от габброноритов до перидотитов, определяется по соотношениям их с древними гранитами и мигматитами, которые ими секутся, и то соотношениям с образованиями более молодого периода гранитизации, проникающими и изменяющими основные породы.

Молодые архейские мигматиты и граниты, повидимому, более широко распространены, чем соответствующие древнеархейские образования. Как это видно из нижеследующего изложения, ареалы собственно гранитов этой группы несомненно гораздо менее обширны, чем генетически связанные с этими ареалами зоны мигматитов.

В связи с этим периодом гранитизации находятся мощные пегматитовые тела Северного, а может быть и Южного Беломорья.

В южной части беломорской зоны с запада к ней примыкают карельские образования, слагающие мощную зону карелид, протягивающуюся в северо-западном направлении.

На границе с зоной карельских супракрустальных образований находятся широкие ареалы посткарельских гранитов. Восточные границы этих ареалов повидимому дают сложные контуры с постепенными переходами в гнейсовую толщу беломорского архея.

В пределах собственно беломорской зоны образования протерозоя устанавливаются как более молодые по отношению к молодым архейским мигматитам и гранитам. В настоящее время установлены такие образования только в Куземо-Поньгомском районе и Шуерецком.

В Куземо-Поньгомском районе при геологическом картировании Л. А. Косой обнаружил дайки основных пород, секущие архейские мигматиты, а также еще более молодые пегматиты и порфировидные граниты (1935 г.).

В Шуерецком районе известны порфировидные граниты, секущие граниты и мигматиты архея.[1]

Не исключена возможность того, что образования протерозоя более широко распространены в пределах беломорской зоны и их ограниченное распространение в настоящее время обусловлено необходимостью трудной и не во всех случаях доступной проверки всех сложных стратиграфических отношений более древних архейских пород.

Если не считать четвертичных, то к самым молодым образованиям относятся распространенные в Кандалакшском районе щелочные и субщелочные породы, слагающие дайки, секущие различные докембрийские породы. Породы этих даек характеризуются различным отношением к обнаруженным в Кандалакшском районе конгломератам и составляют, повидимому, несколько последовательных по времени групп, принадлежащих к одному периоду палеозоя (30, 34).

---

[1] См. Описание Варбарлуды.

Состояние изученности структуры западного Беломорья

В отношении структуры Беломорское побережье характеризуется исключительной сложностью.

В старых, дореволюционных исследованиях отмечались только господствующие простирания гнейсов в отдельных местах побережья и этим ограничивались представления о структуре района. Только с началом детального геологического картирования (1932 г.) в Беломорье появляются первые представления о структуре района. Но даже при детальных исследованиях, главной задачей которых являлись поиски и изучение различных полезных ископаемых, структуре уделялось все же мало внимания. Если учесть огромную роль изучения структуры в познании не только общей геологии района, но и генезиса, а отсюда и практического значения различных полезных ископаемых и принять во внимание специфическую сложность архейской структуры Беломорья, то этот недостаток структурного изучения в условиях хорошей обнаженности Беломорья представляется особенно значительным.

Основные структурные элементы, как это видно даже при беглом обзоре прилагаемой геологической карты, определяются залеганием в значительной части мигматизированной толщи гнейсов, заключающей гранитные тела.

Не вдаваясь пока в анализ отдельных деталей, следует установить, что в южной части Беломорского побережья вплоть до ст. Кузема преобладающим является северовосточное простирание. Между ст. Кузема и ст. Княжая губа площади с северовосточным простиранием перемежаются с участками северозападного меридионального и широтного простирания. В северной части, в Кандалакшском районе, наблюдается опять почти только северовосточное простирание.

При внимательном рассмотрении прилагаемой обзорной карты удается кое-где обнаружить на общем фоне преобладающего простирания некоторые отклонения, которые образуют отчетливые складчатые формы. Такие уцелевшие от последующих деформаций части складок, там, где их удается установить, показывают северовосточное простирание складчатости. Примером может быть Шуерецкий район, где наблюдаются изменения простирания соответственно с формой крупных складок. Для того же Шуерецкого района, так же как и во многих других районах побережья, установлено, что крупные складки часто бывают осложнены мелкими складками того же простирания, близкими по характеру к изоклинальным.

Вся толща гнейсов подверглась сильному изменению при процессах гранитизации, охвативших большие площади, сложенные в настоящее время мигматитами. Развитие этих ареалов гранитизации является несомненно более поздним по отношению к первоначально сформированным складчатым структурам. Процессы, связанные с глубинной гранитизацией, охватывают всю площадь Беломорья, не подвергая однако одинаковому действию всю область, а подчиняясь определенной зональности, они сказываются в различной степени на различных площадях. В условиях сильной гранитизации вероятны пластические деформации, могущие в некоторых случаях уничтожить первичные складчатые структуры. Вдали от центров гранитизации, в периферических зонах, где господствующими являются процессы кварцевого метасоматоза, такие деформации мало вероятны. В связи с изложенным представляют особое значение области, сложенные дистеновыми гнейсами. Дистеновые гнейсы являются породами неустойчивыми в условиях гранитизации (при привносе щелочных растворов).

Они, на ряду может быть и с некоторыми другими породами, слагают реликтовые площади (зоны), сохраняющие элементы первичной складчатой структуры.

При рассмотрении прилагаемой карты устанавливается, что дистеновые гнейсы почти во всех случаях имеют северовосточное простирание. Весьма редкие отклонения от этого правила приурочены вероятно к участкам осевых погружений или кульминаций. Характерно, что даже на площадях особенно сложной и запутанной структуры, дистеновые гнейсы сохраняют северовосточное простирание, как, например, к северозападу от ст. Энгозеро (А. Л. Крист) или в западной части Чупинского залива (Н. А. Волотовская).

Из изложенного можно заключить, что древнейшим направлением складчатости является северовосточное, предшествующее первой древ-

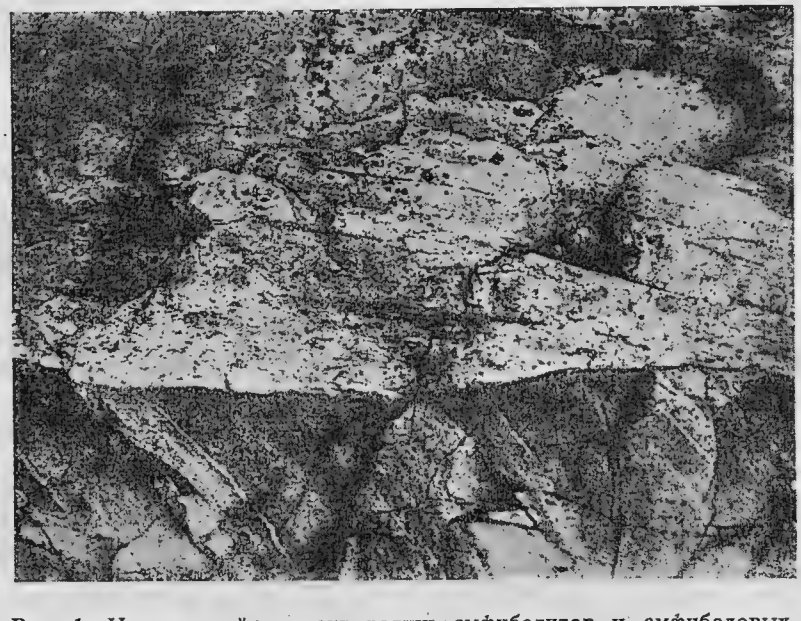


Рис. 1. Несогласный контакт толщи амфиболитов и амфиболовых гнейсов с лежащими выше биотитовыми гнейсами. Северный берег острова Кереть (обн. 3027).

нейшей эпохе гранитизации, которая сопровождалась вероятно движениями того же направления. К этой зоне, повидимому, относятся такие граниты, как в окрестностях д. Шуерецкой и в других местах гнейсовой толщи северовосточного простирания. Гранитизированные в древнейший период площади, как сложенные уже обогащенными щелочами породами, являются наиболее доступными для действия повторной гранитизации и поэтому реликтовые тела древнейших гранитов должны быть редкими и выделение их должно представлять большие трудности.

В связи с рассмотрением структур древнейшей гнейсовой толщи представляют интерес обнаруженные автором в 1933 г. в Чупинском районе структуры несогласного залегания внутри толщи гнейсов. На северном берегу острова Кереть толща круто падающих амфиболовых гнейсов, переслаивающихся с амфиболитами, перекрывается полого залегающими биотитовыми гнейсами-мигматитами. Поверхность контакта волнистая, местами близкая к горизонтальной. Характер несогласия изображен на рис. 1.

Несколько обнажений с несогласными структурами были встречены также юговосточнее в районе Осечковой и Круглой губ. Здесь наблюдаются различные формы несогласных отношений между гнейсами и амфиболитами. Как показано на прилагаемых зарисовках, поверхность несогласия иногда разделяет эти породы, иногда же проходит в гнейсах (рис. 2 и 3). Несогласия здесь осложняются явлениями сильной мигматизации и проникновением гранита вдоль поверхностей несогласного залегания (рис. 3).

Как в районе Кереть-острова, так и в окрестностях Круглой губы структуры несогласия приурочены к породам, претерпевшим сильную гранитизацию после образования этих структур, при этом покрывающая и подстилающая породы настолько изменены, что почти невозможно восстановить их первичный характер. Поэтому пока остаются сомнения в природе несогласий; они могут быть тектоническими и стратиграфическими.

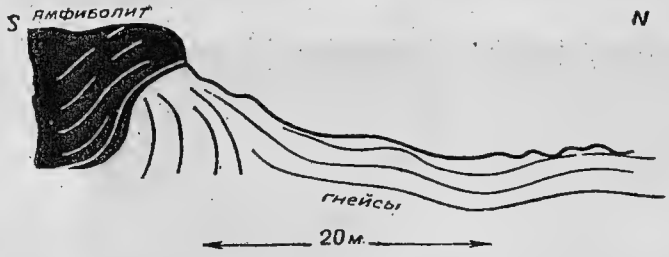


Рис. 2. Несогласный контакт амфиболита с гнейсами. Круглая губа, Чупинский район.

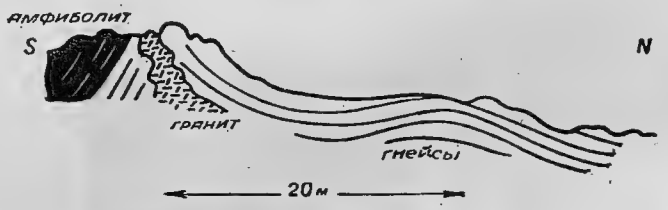


Рис. 3. Проникновение гранита в зону несогласия в гнейсах. Круглая губа, Чупинский район.

Как нам известно из устных сообщений геолога Л. А. Косого, структуры несогласия были обнаружены также в других местах Керетьского района; эти несогласия упомянутый автор склонен интерпретировать как тектонические.

Так как в Беломорье отсутствуют супракрустальные образования, соответствующие промежутку между первым и вторым периодами гранитизации, то не представляется возможным судить о существовании и характере складчатых деформаций во время, предшествующее второму периоду гранитизации, а можно только говорить о движениях одновременных с образованием гранитов второго периода.

В настоящее время нет достоверных данных для суждения о характере и направлении этих движений, однако, учитывая некоторые данные по отдельным районам, можно сделать несколько предположений. Так, основываясь на том, что исключительно сложная и запутанная структура в областях сильной гранитизации заключает элементы северозападного простирания, можно предполагать, что это направление и является характерным для преобразований второго периода гранитизации, тем более, что некоторые гранитизированные ареалы, для которых вероятна принадлежность ко второму периоду, имеют отчетливое северозападное простирание.

Северозападное направление, как совпадающее с господствующим направлением карелид, при отсутствии надежных критериев может быть, с равным успехом, принято за результат глубинных движений карелид.

С другой стороны, граниты древнейшей группы, подвергаясь повторной гранитизации (во второй период), могут при некоторых усло-

виях сохранять древнюю структуру как реликтовую и в этом случае также теряются различия между гранитными телами первой и второй групп.

В беломорской полосе особый интерес представляют зоны, примыкающие к площадям распространения карельских образований. Более изученными являются зоны к западу от д. Шуерецкой и с. Сороки и к западу от Чупинского фиорда.

Как это видно на прилагаемой карте, при приближении к площадям карельских образований наблюдаются характерные изменения в структуре гнейсовой толщи, которые выражаются прежде всего в изменении простирания. Северовосточное простирание постепенно переходит в характерное для карелид северозападное. В этой же зоне контакта архея с протерозоем закартированы обширные гранитные ареалы, для которых в южной части установлен посткарельский возраст. Эти гранитные ареалы окружены полями мигматитов, которые граничат с запада с глубоко метаморфизованными карельскими образованиями.

Приведенные данные нам кажутся достаточными для предположения о том, что зона, примыкающая к карельским образованиям и характеризующаяся меняющимся простиранием и посткарельскими гранитами, является преобразованным архейским основанием (для карельской формации) и таким образом представляет глубинное сечение карелид.

Структуры глубинных зон карелид, если судить по имеющимся, впрочем еще неполным, данным, имеют большое сходство с структурами некоторых участков, изолированных от площадей карельских образований. Это делает вероятным предположение о том, что некоторые зоны внутри беломорской полосы также относятся к этим глубинным сечениям, но лишены документирующих это предположение пород карельской формации.

Резюмируя сказанное, можно определить, что толща гнейсов Беломорья, составляющая основу всего строения побережья, подвергалась пластическим деформациям по меньшей мере три раза соответственно трем периодам (эпохам) гранитизации.

В дополнение следует отметить еще, что для некоторых участков Беломорья, напр. для Кандалакшского района, характерны молодые дизъюнктивные нарушения с весьма частыми смещениями по сбросам и сдвигам. Время этих расколов и смещений не установлено, так же как и не определено точно время более поздних расколов, связанных с дайковыми интрузиями предположительно палеозойских щелочных и субщелочных пород.

КОМПЛЕКС ГНЕЙСОВ

Комплекс гнейсов Беломорья подвергся детальному изучению только в связи с поисковыми и геологосъемочными работами, проведенными, главным образом, Ленинградским геологическим управлением, в отчетах геологов которого содержатся большие материалы по петрографическому описанию довольно разнообразных пород этого комплекса. Разнообразие пород комплекса гнейсов настолько значительно и интерес к нему может быть настолько велик, что монографически полное его описание могло бы явиться темой специального исследования. Поэтому в настоящей статье, не претендующей на исчерпывающее петрографическое описание всех образований, слагающих Беломорское побережье, достаточно ограничиться только общим петрографическим обзором главнейших групп этого комплекса.

Нижеследующее описание базируется на материале, собранном автором настоящей статьи, главным образом, в Кандалакшском, Чупинском и Шуерецком районах и в меньшей мере в Сорокском и Куземо-Поньгомском районах.

В состав комплекса гнейсов входят следующие главные группы:

Дистен- и гранатсодержащие гнейсы.

Биотитовые и мусковитовые гнейсы.

Амфиболовые гнейсы.

Цоизитовые гнейсы и сланцы.

Кроме указанных групп, характеризующихся большим распространением, выделяется группа относительно редких пород цоизитовых гнейсов и сланцев. Особо можно также выделить группу гнейсов-мигматитов, которая является смешанной группой и заключает породы предыдущих групп.

I. Дистен- и гранатсодержащие гнейсы

Породы этой группы распространены во всех районах Беломорского побережья, но слагают сравнительно с породами II и III групп небольшие площади-зоны.

Общей чертой пород этой группы является глиноземистый характер, выражающийся в присутствии таких минералов, как гранат, дистен и ставролит.

Соответственно с минеральным составом в этой группе можно выделить следующие породы: дистеновые гнейсы, дистено-гранатовые гнейсы, гранатовые гнейсы, дистено-ставролитовые гнейсы. Все эти породы содержат слюду, или только биотит или биотит и мусковит. Также постоянной их составной частью является кварц. К этой же группе примыкают сланцы, не содержащие или почти не содержащие плагиоклаза.

Общей чертой всех пород этой группы, за исключением некоторых биотито-гранатовых гнейсов, также является отсутствие калиевого полевого шпата, чего нельзя сказать в отношении других групп: биотитовых и амфиболовых гнейсов.

Среди перечисленных пород наибольшим распространением пользуются дистено-гранатовые и гранатовые гнейсы; редки сланцы и ставролитовые гнейсы.

Входящие в состав этой группы минералы характеризуются следующими особенностями:

Гранат почти бесцветный, обычно в форме более или менее крупных порфиробласт или пойкилобласт с массой включений кварца, плагиоклаза и реже биотита. Зерна граната в большинстве случаев не имеют огранения и дают в шлифах изометрические сечения с неправильными контурами. В некоторых случаях крупные порфиробласты граната содержатся в количестве более 50% всего объема породы.

Химический состав граната в гнейсах этой группы не определялся, однако изучение его несомненно представляет интерес. Не исключена возможность, что состав его окажется сложным, подобно тому как это установлено для гедритсодержащих пород окрестностей д. Шуерецкая Н. А. Игнатьевым (9).

Дистен имеет обычные оптические константы ($2V = 81 — 82°$; $N_p/\wedge\perp [100] = 4—9°$ — обр. 4048, 4105, 3461) и развит в виде мелких призматических идиобласт, ориентированных согласно со сланцеватостью породы. Наряду со случаями равномерного распределения дистена, наблюдаются чаще скопления его в полосах или прослоях, параллельных сланцеватости. В некоторых шлифах (3740-b,

3887) мелкие призматические кристаллы дистена ориентированы параллельно округлым контурам крупных выделений граната, показывая, таким образом, структуру «обтекания». Количество дистена, как правило, не превышает 10—15%, обычно же значительно ниже. В крупных выделениях кристаллы дистена достигают нескольких сантиметров длины. В этих случаях они часто содержат большое количество пойкилитических включений. Контуры таких кристаллов имеют часто извилистые, бухтообразные формы, свойственные корродированным кристаллам (3899).

Характерной особенностью дистена является почти постоянное отсутствие граней. Обычно этот минерал представлен в шлифах несколько удлиненными сечениями, соответствующими табличатым зернам с наибольшим измерением их [001]. В шлифах округленные зерна дистена часто имеют форму, характерную для явлений резорбции (4108, 4048). Эта особенность, в связи с рядом других положений, приводит к представлению о распространенности явлений растворения дистена, вероятно, в связи с явлениями гранитизации (см. ниже).

В дистене некоторых гнейсов обильны включения. Часто во включениях встречаются кварц, биотит, плагиоклаз. Более редко встречаются включения рутила. Так в гнейсе из окрестностей Белого озера, к югу от губы Канды, в крупных кристаллах дистена наблюдается большое количество включений рутила, дающего хорошо оформленные кристаллы с простыми двойниками иногда коленчатой формы. Наряду с рутилом в этих кристаллах также встречаются включения биотита с мелкими зернами циркона, окруженного плеохроичными ореолами, округлые зерна бледнозеленого моноклинного амфибола, также в свою очередь заключающего мелкие кристаллы рутила, кварца и полевого шпата (обр. 3661). В некоторых породах, благодаря обилию включений (главным образом кварца) кристаллы дистена имеют пойкилитовую структуру.

Постоянной составной частью всех дистеновых и дистено-гранатовых гнейсов является б и о т и т; он имеет обычные оптические свойства с плеохроизмом: по N_p — беднонежный и по N_g — желтокоричневый, красновато-коричневый. Такая окраска часто с характерным красноватым оттенком является специфической для биотита дистеновых и гранатовых гнейсов. Внутри кварца и плагиоклаза биотит постоянно обнаруживает идиобластическое развитие, будучи в то же время ксеноморфным в отношении к гранату и дистену. Характерно постоянное присутствие плеохроических ореолов вокруг мелких включений циркона и, вероятно, других минералов. В некоторых шлифах (3887) наблюдается развитие хлорита по биотиту.

П л а г и о к л а з, постоянно присутствующий в значительных количествах в дистеновых гнейсах, как показывают определения, принадлежит олигоклаз-андезину или андезину (№ 30 — № 36[1]). Он присутствует в неодинаковых количествах: иногда представлен только несколькими зернами, в более редких случаях составляет главную массу шлифа. Кварц присутствует всегда в значительном количестве, часто дает мелкие округлые включения в пойкилокристаллах граната, плагиоклаза и др.

Помимо перечисленных минералов гранато-дистеновые гнейсы содержат (непостоянно) следующие: мусковит в редких листочках

[1] Определение плагиоклаза как в этом случае, так и в других, указанных в настоящей работе, производилось методом Федорова и методом Бекке и Беккера. Определение ориентировки индикатриссы и $2V$ в плагиоклазах и других минералах во всех случаях определено на Федоровском столике. $N_g - N_p$ определялось с помощью компенсатора Берека.

обычно в тесном срастании с биотитом (в этой группе гнейсов мусковит является редким минералом), хлорит, как продукт замещения биотита и в некоторых шлифах (напр. 3899) обнаружен рутил в мелких зернах с простыми двойниками, заключенных, главным образом, в дистене.

Структура гнейсов этой группы гранобластическая и частью порфиробластическая. Довольно хорошо выдержан следующий ряд степени идиобластеза: гранит, дистен, биотит, плагиоклаз, кварц. Несколько необычна структура в обр. № 4104 (Небла тундра), где дистен слагает тонкозернистые агрегаты, параллельные направлению сланцеватости. Не лишено вероятности предположение о том, что дистен в данном случае возникает в зонах дробления (скалывания (shearing zones) и параллельное распределение его зерен есть результат диференциальных движений, одновременных с перекристаллизацией. В некоторых из таких пород как макроскопически, так и под микроскопом, наблюдается исключительно правильное чередование тонких слоев различного минерального состава.[1]

Дистено-гранатовые гнейсы иногда содержат очень незначительное количество граната, и такие породы являются переходными к дистеновым гнейсам без граната. Типичным представителем такой переходной породы является дистеновый гнейс Ветряной тундры (3461), где в двух шлифах обнаружено только несколько мелких зерен граната. В остальном эта порода является вполне аналогичной гнейсам предыдущей подгруппы.

Среди подгруппы дистеновых гнейсов также встречаются разновидности, где дистен образует неправильные или линзообразные точкозернистые агрегаты, параллельные сланцеватости (4510, 3356).

Представляет интерес в этой группе разновидность (3833), содержащая помимо обычных плагиоклаза, кварца, биотита и дистена также довольно крупные кристаллы мусковита. Нет никаких указаний на образование мусковита на счет дистена.[2]

Среди дистено-гранатовых гнейсов встречаются турмалинсодержащие породы (3824, 3805). Турмалин содержится в них иногда в значительном количестве (3805) в виде мелких зерен между зернами других минералов или внутри них (например внутри граната).

В толще беломорских гнейсов особенно часто наблюдаются деформации, которые иногда показывают исключительно высокую пластичность, граничащую с текучестью. Сложные, запутанные текстуры течения не редки среди биотитовых и амфиболовых гнейсов, содержащих калиевый полевой шпат, но среди гранатовых и особенно дистеновых гнейсов такие текстуры встречаются редко. В связи с этим представляют интерес дистеновые гнейсы Рав-Луды. Они обнажаются на южном берегу острова вместе с согласно с ними залегающими и частью переслаивающимися полево-шпатовыми и гранатовыми амфиболитами. Дистеновые гнейсы обнаруживают здесь исключительно сложную складчатость и плойчатость. В некоторых местах они содержат сегментированные пласты гранатового амфиболита, которые, распадаясь в процессе будинажа на части, перемещаются и местами образуют ряд «агматитов», в которых основная масса представлена дистено-гранатовыми гнейсами (рис. 4). В структуре таких дистено-гранатовых гнейсов отчетливо проявлен последовательный метасоматоз и не удается заметить никаких следов давления, что не позволяет решить: связано ли образование настоящей текстуры течения с временем перекристаллизации или же она

[1] Типичные образцы этой подгруппы гранато-дистеновых гнейсов № 3362, 3730, 3740-b, 3875, 3881, 3887, 3889, 4104.

[2] Типичные шлифы дистеновых гнейсов 3356, 3730, 3833, 3742, 4510 (3461, 3679).

является реликтом от древних текстур, образованных еще до глубинного метаморфизма.

Совершенно не содержащие плагиоклаза дистеновые сланцы являются редкими породами. Нами они встречены в Кандалакшском районе в виде пластов в толще биотитовых и гранатовых гнейсов на вершине Седловатой тундры и к югу от Вадозера. Для состава этих пород характерно почти полное отсутствие плагиоклаза и наличие большого количества кварца, который составляет основную массу породы, имеющую гранулитоподобную структуру. Дистен слагает правильные параллельно ориентированные полосы и образует цепочки зерен. Редко встречающиеся в основной массе зерна плагиоклаза имеют неправильные контуры с признаками разъедания, что, вероятно, характеризует неустойчивость плагиоклаза (3355$_1$). Это особенно свойственно разностям, содержащим большее количество плагиоклаза, где наряду с коррозией плагиоклаза также происходит растворение дистена, зерна которого принимают округлую форму (см. табл. 1, фиг. 1).

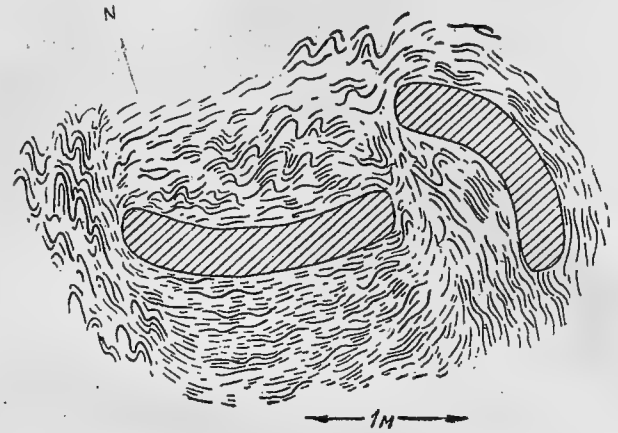


Рис. 4. Часть блокированного пласта гранатового амфиболита в плойчатой массе дистенового гнейса. Рав-Луда, Шуерецкий район.

Биотито-гранатовые гнейсы[1] по присутствию микроклина разделяются на две группы. Более распространенные гнейсы без микроклина (1 гр.) петрографически являются очень сходными с дистено-гранатовыми гнейсами и по существу отличаются от них только по отсутствию дистена. Главными минералами этих гнейсов являются (в порядке содержания): плагиоклаз, кварц, биотит, гранат. Почти постоянно присутствует апатит и в некоторых породах, в небольшом количестве, — мусковит, который, согласно наблюдениям, замещает биотит. Для гнейсов этой группы характерен постоянный состав плагиоклаза от № 29 до № 32 (3861b, 3808 и др). Гранат имеет неправильные, редко округленные формы зерен и почти всегда содержит большое количество включений (главным образом кварца). Некоторые зерна граната являются сильно резорбированными, окружающие минералы — кварц и плагиоклаз.

В одном из биотито-гранатовых гнейсов обнаружен не поддающийся точному определению бесцветный в шлифе минерал, имеющий следующие константы: N_m в пределах 1,730—1,734; $N_g - N_p = 0{,}010$, $2_v = -86°$ (+), $N_m \parallel$ спайности, $N_g \wedge$ спайности $= 29°$. Единственное встреченное в шлифе зерно имеет неправильную форму с контурами, напоминающими коррозию (3730).

Биотито-гранатовые гнейсы, содержащие микроклин, являются сравнительно редкими породами. Нами они встречены к западу от губы Канды в Кривой, Лосиной и Скалистой тундрах (обр. 3808, 3817, 3723, 3456). Содержание микроклина в этих гнейсах не-

[1] Типичные шлифы этой группы гнейсов 3886, 3892, 3916, 3878, 3648, 3871, 3861-b, 3745, 3354 (2).

Государственная Публичная библиотека Карельской АССР

349669

постоянно. Присутствие микроклина, вероятно, связано с явлениями пропитывания породы калийсодержащим материалом. В образцах, содержащих очень малое количество микроклина, не наблюдается резких изменений в составе и структуре породы. Так, в образце 3808, содержащем ничтожное количество микроклина в виде тонких жилок в контактах между зернами, структура и минеральный состав, если не считать появления редких зерен эпидота и мусковита, остаются теми же, что и в обычных биотито-гранатовых гнейсах. Состав плагиоклаза также остается тот же — № 32. Наблюдается только изменение биотита, который приобретает почти полную абсорбцию по N_g, в то время как в обычных биотито-гранатовых гнейсах он имеет в этом направлении яркокоричневый цвет.

В случае большого количества послойно распределенного (явно инъекционного) микроклина гранат становится неустойчивым и замещается слюдой или хлоритом. Так, в обр. № 3456 (Кривая гора) при одновременно присутствующих биотите и мусковите гранат замещается яркозеленой слюдой. В этом же шлифе биотит находится в тесном срастании с мусковитом, повидимому так же указывающим на явление замещения (см. табл. I, фиг. 3).

В образце 3723 (2 шлифа) наблюдается замещение граната кварцем, плагиоклазом и хлоритизированным биотитом. В этом последнем случае количество привнесенного материала повидимому резко преобладает и зерна граната представляют уцелевшие от замещения реликты, на что указывают окружающие гранат каемки плагиоклаза и роговой обманки (см. табл. I, фиг. 2).

В богатых микроклином гнейсах состав плагиоклаза соответственно кислее — № 18—22. На границе с микроклином он имеет альбитовые каемки и в нем часто возникает мирмекит. В этой же породе присутствует ортит с каемками эпидота. Присутствующий амфибол характеризуется сильной абсорбцией (темнозеленой) по N_g и N_m, малым 2_v, дисперсией 2_v и отрицательным знаком.

Настоящий биотито-амфиболовый гнейс является породой переходной к амфиболовым гнейсам.

Для беломорских гнейсов особенно характерны явления метасоматоза, а в частности для биотито-гранатовых гнейсов характерен кварцевый метасоматоз, следы которого можно наблюдать почти во всех породах. В этом отношении типичной является толща гнейсов, обнажающаяся на Югрpreволоке в устье р. Шуи. Господствующей породой здесь является биотитогранатовый гнейс, заключающий различной мощности пласты амфиболита и пластообразные тела гнейсогранита (2019, 2023). Слагающие эти обнажения породы характеризуются следующими данными.

Биотито-гранатовый гнейс состоит из андезина № 35, граната, буро-коричневого биотита, кварца и рудного минерала. Гнейс имеет отчетливую сланцеватость, гранобластическую структуру и под микроклином обнаруживает следы кварцевого метасоматоза.

Амфиболиты представлены как мономинеральными, так и полевошпато-гранатовыми разностями (2011, 2015, 2017, 2020, 2022). Среди них был встречен скаполитовый амфиболит (2014), который содержит обыкновенную роговую обманку ($N_g \wedge [001] = 18°$, андезин № 40, миццонит с $N_g - N_p = 0{,}036$, что соответствует 75% *Me*, гранат, титанит и рудный минерал.

Гранатовые амфиболиты дают в обнажении переходы к гранато-роговообманковым гнейсам (2012), которые содержат большое количество плагиоклаза, также представленного андезином № 38.

Гнейсо-граниты в форме пластовых жил залегают в гнейсах по сланцеватости и совместно с ними деформированы.

В этой толще наглядно устанавливается, что замещение кварцем происходило позже образования основной структуры. Как видно на

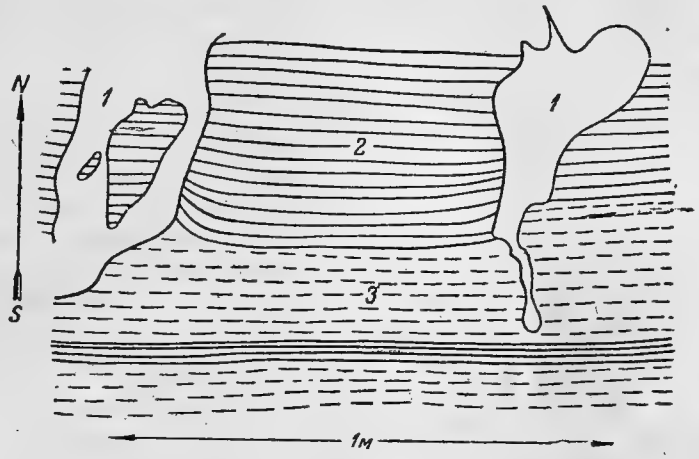


Рис. 5. Жилы кварца в толще гнейсов. Югранаволок, Шуерецкий район.
1 — кварц, *2* — амфиболит, *3* — гнейс.

рис. 5, кварцевый метасоматоз шел по новым направлениям в породе и приводил к замещению ранее образованной текстуры и при этом не происходило значительных нарушений самой текстуры. Однако это не исключает еще представления о том, что явления кварцевого метасоматоза сопровождались напряжениями в толще гнейсов, которые могли проявиться не везде одинаково.

В других случаях проникновение кварца наблюдается вдоль сланцеватости, параллельно которой он образует линзообразные прожилки.

В некоторых лейкократовых участках, где в породе отчетливо наблюдается интенсивное действие кварцевого метасоматоза, видны текстуры течения, показывающие высокопластическое состояние этой части толщи в период деформации (рис. 6).

Рис. 6. Текстура течения в амфиболовых и биотитовых гнейсах (черное — амфиболит) Юргановолок, Шуерецкий район.

В связи с рассмотренными явлениями замещения представляет интерес встреченный на западном берегу Телячьего острова (Шуерецкий район) среди обычных гранитизированных гнейсов своеобразный очковый гранатороговообманковый гнейс. В составе его принимают участие следующие минералы: обыкновенная роговая обманка, андезин (№ 28—38), кварц, биотит, титанит и апатит (4858-a, 4858-b). Внимательное рассмотрение взаимоотношений минералов позволяет наметить сле-

дующий ряд минералов, отвечающий в некоторой степени последовательности их кристаллизации: апатит, сфен, роговая обманка, плагиоклаз, кварц. Этот ряд, установленный по явлениям резорбции и замещениям, повидимому и выражает метасоматическую последовательность.

Особенно хорошо явления резорбции отражены в кристаллах сфена, который повидимому дважды им подвергался. На рис. 7 зерно титанита имеет исключительно сложную форму с характерными бухтообразными контурами. Растворенные внутренние части замещаются плагиоклазом и роговой обманкой, при этом границы зерен этих вновь образованных минералов совпадают с округленными внешними контурами зерна титанита. Округлый характер этих наружных контуров титанита есть вероятно следствие его резорбции в первой стадии метасоматоза.

Рис. 7. Гранато-роговообманковый гнейс. Западный берег Телячьего острова, Шуерецкий район. Резорбированное зерно сфена (черное). Зерно замещено кварцем, плагиоклазом и амфиболом (заштрихованный). Обр. 4858-b. × 50.

Плагиоклаз и кварц в рассматриваемой породе часто образованы в кавернах резорбции роговой обманки. Особенно „активным" является позднейший кварц. Отношение биотита к роговой обманке неясно, но плагиоклаз несомненно является позднейшим также по отношению к биотиту, кристаллы которого при резорбции даже иногда разделяются, при этом отдельные части испытывают очень небольшое смещение, что является признаком не вполне спокойной обстановки процесса.

Тело гранато-роговообманкового гнейса, обнаженное только в контактовой части, вмещено в обычные для этого острова гранитизированные гнейсы таким образом, что сланцеватость в обоих породах параллельна и контакт в общем располагается косо к сланцеватостям, имеет сложный зубчатый характер. Такие отношения не могут являться следствием нормального магматического контакта и вероятно обусловлены явлениями метасоматоза.

II. Биотитовые и мусковитовые гнейсы

Биотитовые гнейсы представлены несколькими типами, среди которых меньшее распространение имеет тип близкий к гранато-биотитовым гнейсам и отличающийся от них только отсутствием граната.[1] Особенности составных частей (состав плагиоклаза, цвет биотита, структура и др.) являются в этой группе теми же, что и в биотито-гранатовых гнейсах; в отличие от последних в двух образцах биотитовых гнейсов (4172 и 4173) обнаружены редкие и мелкие зерна красноватооранжевого почти изотропного ортита.

В связи с биотитовыми гнейсами встречаются породы, содержащие ненормально большое количество биотита. Подсчет планиметрической сеткой для одной из них дал 55 % биотита (4523).

[1] Типичные шлифы биотитовых гнейсов 4172, 4173, 3315, 4150, 4165.

Среди биотитовых гнейсов наблюдается большое количество пород, содержащих в большем или меньшем количестве калиевый полевой шпат и отличающихся от отмеченного выше типа еще также тем, что в них не встречается окрашенный в красновато-коричневые тона биотит, характерный для биотито-гранатовых и дистеновых гнейсов. Этот биотит заменяется здесь разновидностью с буро-коричневой или почти полной абсорбцией по N_g. Такой биотит, всегда находящийся в ассоциации с микроклином, встречен только в трех гнейсах, где микроклина не обнаружено. Так как микроклин, когда он присутствует в небольшом количестве, в большинстве случаев связан с инъекцией (см. о мигматитах), то можно предполагать, что появление сильно абсорбирующего биотита можно также связывать с пропитыванием породы щелочными растворами. Биотитовые гнейсы с буро-черным биотитом и без микроклина с этой точки зрения должны встречаться редко, что в действительности и наблюдается

Рис. 8. Биотитовый гнейс 1,5 *км* к О от Ягельной тундры, Кандалакшский район. Проникновение микроклина (черный) между зернами плагиоклаза (*P*) и кварца (*Q*). Обр. 3646. × 60.

Рис. 9. Биотитовый гнейс к S от губы Канды. Замещение плагиоклаза (*P*) микроклином (черный) с образованием антипертита. Обр. 4127-а. × 60.

(3463, 3662, 4177-а и b). Переход одной разности биотита в другую удалось наблюдать только в одном шлифе (4103).

Значительным распространением пользуются биотитовые гнейсы с небольшим содержанием микроклина. Для этих пород характерно присутствие микроклина в виде микроскопических тонких прожилков в промежутках между зернами кварца и плагиоклаза или же внутри зерен плагиоклаза. Такая система прожилков образует иногда сложную сеть, показывающую явно позднейшее образование микроклина. Характерно выраженное во многих шлифах образование сложных антипертитов, микроклин которых обычно связан с мезостатическим микроклином. Это ясно показывает, что замещенным минералом является плагиоклаз. Однако, наблюдаемый в некоторых более редких случаях рост микроклина на месте кварца указывает на растворение также и этого минерала при образовании микроклина, но кварц, повидимому, в отношении замещения является более устойчивым (см. рис. шлифов 8 и 9).

При таком проникновении микроклина в породе наблюдаются некоторые структурные изменения, заключающиеся только в усложне-

нии контуров зерен, но никогда не приводящие к образованию структур, сколько-нибудь напоминающих структуры магматической кристаллизации.

Пример способности калиевого полевого шпата к исключительно тонкому проникновению дает нам порода, составляющая мелкие прожилкообразные участки в гнейсах Рав-Луды (Шуерецкий район). Порода эта состоит из олигоклаз-андезина, кварца, микроклина, биотита и небольшого количества карбоната. В некоторых зернах плагиоклаза наблюдаются небольшие участки мирмекита, показывающего при первом взгляде обычную структуру. При детальном рассмотрении при сильном увеличении в составе мирмекита обнаруживается калиевый полевой шпат, дающий совершенно своеобразные отношения с кварцем и плагиоклазом. При сильном диафорагмировании удается наблюдать, что калиевый полевой шпат проникает в виде очень тонких прожилков в промежутки между червеобразными вростками кварца и плагиоклаза. Некоторые такие прожилки калиевого полевого шпата имеют толщину меньше 0,01—0,005 *мм*. Прилагаемая зарисовка шлифа 4864 изображает это явление; на ней черным выделен только калиевый полевой шпат (рис. 10).

Рис. 10. Проникновение калиевого полевого шпата в мирмекит (черный — калиевый полевой шпат, белый — кварц и плагиоклаз). Обр. 4864. Рав-луда, Шуерецкий район.

Для других составных частей в микроклинсодержащих биотитовых гнейсах характерно следующее: плагиоклаз дает вариации в составе от олигоклаза (№ 20) до олигоклаза-андезина (№ 31), чаще всего состав № 25 — 28.

Кроме главных минералов в некоторых породах этой подгруппы встречены в небольшом количестве мусковит, скаполит (3807) эпидот и ортит. [1]

В обнажениях гнейсы этой группы представлены серыми часто резко осланцеванными породами. Они обычно содержат тонкие кварцево-микроклиновые прожилки и в случаях более интенсивного пропитывания микроклиновым веществом имеют гранитизированный вид с более однородной текстурой; в этих случаях гнейсы обнаруживают текстуры течения, внешне сближающие их с гранитами.

Биотитовые гнейсы представляют породы полосчатой структуры зачастую с резким (контрастным) чередованием светлых и темных полос (прослоек). В некоторых случаях породы имеют более однородную, массивную текстуру, в которой только благодаря ориентировке несколько более богатых биотитом участков заметна в текстуре некоторая направленность. Такие текстуры наблюдаются в породах или претерпевших равномерную гранитизацию или же возможно в породах первоначально более однородных. Более интенсивная гранитизация всегда связана с большим количеством привнесенного микрокли-

---

[1] Типичные биотитовые гнейсы с малым количеством микроклина 3329, 3807, 4119-а, 3646, 4124, 3638, 4522-а, 4522-b, 4550, 3453.

на и соответственно с этим с большей пластичностью материала, что проявляется в текстурах течения.

В некоторых породах с очень контрастной расслоенностью легко выделить и изучить светлый более подвижной материал. Этот материал, обычно рассматриваемый как активный, мигматизирующий, содержит большое количество микроклина и, как показывает изучение его под микроскопом, не является нормальным магматическим расплавом, как это можно было бы предполагать, исходя из принятых ранее представлений о мигматизации.

С петрографической стороны он характеризуется следующими особенностями. Содержание микроклина в нем обычно превосходит, а иногда значительно превышает содержание плагиоклаза. Соответственно с этим количество плагиоклаза также варьирует. В некоторых породах состав ограничивается кварцем и микроклином. Для большинства таких пород наблюдается очень низкое содержание цветных минералов, в некоторых породах он совершенно отсутствует и в этих случаях состав соответствует чистому аплиту. Некоторые более крупнозернистые породы макроскопически имеют пегматитовый облик, однако ни в чем не проявляющийся при микроскопическом изучении. Структура как крупнозернистых, так и мелкозернистых пород во всех случаях ближе всего подходит к гранобластической. Интересно отметить, что плагиоклаз в этих породах имеет своеобразную форму, обусловленную вероятно явлениями резорбции. Он часто дает округлые зерна или же неправильные зерна с бухтообразными контурами. Это приводит к предположению о том, что плагиоклаз здесь является минералом, заимствованным из состава гнейсов и, будучи в небольшом количестве целиком заключен в кварцево-микроклиновую массу, может быть в некоторых случаях совместно с ней перемещен. Плагиоклаз в этих породах в большинстве случаев близок к олигоклазу (около № 20), но он почти всегда имеет тонкие, повидимому, реакционные каемки альбита вдоль всей извилистой контурной линии зерен. Некоторые зерна имеют мирмекитоподобные вростки кварца.

В небольших количествах в этих жильных аплито-пегматитовых породах встречены апатит, турмалин (в одном шлифе —3827), циркон (в шлифе 3637), в общем же следует отметить исключительную бедность инъицированного (?) материала акцессорными минералами. Особо следует отметить присутствие мусковита всегда в виде вторичного минерала, иногда в форме серицита по плагиоклазу, иногда же вероятно при позднейших процессах он образуется по биотиту.

Кварц, по всем произведенным наблюдениям, является одновременным с микроклином и совместно с ним принимает участие в явлениях замещения породы, но только в одном случае удалось подметить его более позднее образование по отношению к микроклину. Так, в шлифе 3934 наблюдаются линзообразные прожилки кварца, повидимому корродирующие также и микроклин. [1]

При понижении количества микроклина и кварца соответственно увеличивается содержание биотита и акцессорных минералов, и порода по количественному содержанию составляющих минералов становится близкой к граниту, но всегда однако со структурой, свидетельствующей о явлениях метасоматоза. Такие гранитоидные породы, встречающиеся в жилках различной мощности в биотитовых гнейсах, являются вполне аналогичными однородным гранитоидам, слагаю-

[1] Типичные шлифы 3636, 3647, 3825, 3827, 3873, 3901, 3902, 3925, 4516, 4520, 4544-а, 3637, 3934.

щим отдельные массивы среди тех же гнейсов. Это сходство является показателем общности их генезиса.

Мусковитовые гнейсы встречаются значительно реже чем обычные биотитовые, биотито-гранатовые и дистеновые гнейсы. Они встречаются совместно с указанными гнейсами, образуя среди них пласты до 10—15 метров мощностью. Петрографически эти породы разделяются на две группы по содержанию микроклина.

Не содержащие микроклина мусковитовые гнейсы имеют состав и структуру близкие к таковым биотито-гранатовых и биотитовых гнейсов. Они имеют плагиоклаз № 30 (4535), содержат наряду с мусковитом большое количество биотита и имеют гранобластическую структуру с обычно хорошо выдержанной параллельной ориентировкой слюды. Некоторые из этих гнейсов (напр. 3366) совершенно лишены биотита и представляют макроскопически белые кварцитоподобные породы. В таких породах часто содержится большое количество кварца. Под микроскопом кварц, повидимому, замещает плагиоклаз и частью мусковит. Плагиоклаз в контакте с ним образует бухтообразные формы контурных линий, что в связи с тем, что кварц находится иногда в линзообразных и прожилкообразных участках, свидетельствует о кварцевом метасоматозе в этих породах.

Дистен и гранат в мусковитовых гнейсах встречены только в одном случае, именно на южном склоне Кривой горы, к западу от губы Канды. Здесь в шлифе обнаружено одно зерно граната, внутри которого наблюдается много мелких включений дистена наряду с включениями кварца и биотита (3459). Плагиоклаз в мусковитовых гнейсах — олигоклаз, олигоклаз-андезин (например в 3837 — № 31).[1]

В микроклинсодержащих мусковитовых гнейсах наблюдается неравномерное распределение микроклина, который образует параллельные полосы (слои), неправильно чередующиеся с кварцево-плагиоклазовыми. Внутри этих полос наблюдается неодинаковое количественное содержание плагиоклаза и кварца. Последний минерал иногда дает линзообразные участки как и в мусковитовых гнейсах без микроклина (4593).[2]

III. Амфиболовые гнейсы

Одним из интересных типов гнейсов, характерно представленных в Кандалакшском районе, являются амфиболовые гнейсы. В состав этих пород входят следующие минералы: плагиоклаз, амфибол, кварц, биотит, микроклин, эпидот, ортит, апатит. В количественном содержании главных минералов наблюдаются очень большие колебания, особенно в отношении амфибола, увеличение содержания которого приводит к переходу к полевошпатовым амфиболитам. В случае присутствия очень небольшого количества амфибола породы становятся близкими к биотитовым гнейсам, именно к подгруппе микроклинсодержащих биотитовых гнейсов. Содержание эпидота, ортита и апатита незначительное, но постоянное.

Можно проследить все переходы от гнейсов с очень малым содержанием микроклина до гнейсов с настолько большим количеством микроклина, что порода приобретает особую структуру, замечательную тем, что микроклин иногда совместно с небольшим количеством кварца слагает основную более мелкозернистую массу породы, в которой располагаются изолированные более крупные зерна кварца и

---

[1] Типичные мусковитные гнейсы без микроклина 3357, 3366, 3459, 3837, 4108, 4535.

[2] Типичные микроклинсодержащие гнейсы 3361, 3365, 3463, 4098, 4593.

плагиоклаза, имеющие благодаря коррозии неправильную и обычно несколько округлую форму (4119-b). Плагиоклаз на границе с микроклином и с кварцем дает тонкую альбитовую каемку, а иногда участки мирмекитоподобной структуры. Детальное рассмотрение этих участков показывает, что они в основном состоят из плагиоклаза, в котором заключены червеобразные прорастания кварца и неправильные вростки микроклина. В ряде случаев возможно установить, что мирмекитоподобные структуры подвергаются избирательному замещению микроклином, при этом червеобразные включения кварца сохраняют свою форму и ориентировку при полном замещении окружающего плагиоклаза. Это замещение хорошо может быть иллюстрировано рисунком мирмекита [из амфиболового гнейса южного берега губы Канды (рис. 11)]. Из наблюдений над мирмекитоподобными сростками можно заключить, что они образованы при взаимодействии кварца и плагиоклаза и что замещение микроклином является вторичным процессом, генетически не связанным с образованием этой структуры.

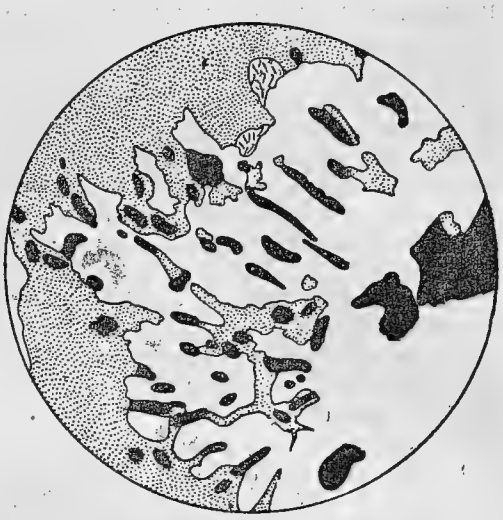


Рис. 11. Замещение мирмекита в амфиболовом гнейсе (черный — кварц, серый — микроклин, белый — плагиоклаз). При замещении плагиоклаза форма зерен кварца (устойчивого) сохраняется. Амфиболовый гнейс, южный берег губы Канды. Обр. 3381.

В некоторых породах с большим содержанием микроклина наблюдается проникновение микроклина совместно с кварцем не только в промежутки между зернами гнейса, но даже внутрь зерен плагиоклаза, так что в некоторых редких случаях происходит даже разделение зерен плагиоклаза. О полной изоляции двух таким образом разобщенных зерен свидетельствует их относительное смещение (4221, 4119-b), что в свою очередь служит указанием не только на возможность, но и на действительное существование внутренних деформаций и тем самым разрешает вопрос о пластичности этих пород, которая так хорошо устанавливается по наблюдаемым в обнажениях текстурам течения.[1]

При исследовании амфиболовых гнейсов Кандалакшского района в различных пунктах окрестностей губы Канды среди сильно гранитизированных гнейсов встречены амфиболовые гнейсы, замечательные присутствием амфибола с малым углом оптических осей (3336, 3629, 4202, 4099, 4565). Эти гнейсы содержат в различных количествах микроклин, их постоянной составляющей является эпидот, частью образующий оболочки на ортите, который также в редких зернах, но постоянно здесь присутствует. В отношении других составляющих (кварц, биотит, плагиоклаз) породы эти ничем не отличаются от биотитовых гнейсов, в тесной связи с которыми они встречаются.

Оптические свойства встреченного в гнейсах амфибола следующие: $2V$ — малый и отрицательный, в сечении перпендикулярном оптической оси в сходящемся свете наблюдается почти не-

[1] Типичные породы 4119-a, 4147-a, b, 3686, 3908, 3641, 3381-a, 4221, 4127-a и b, 3348.

расходящийся крест. В этом же сечении наблюдается отчетливая дисперсия со знаком $\rho > V$. Дисперсия осей индикатриссы отчетливо наблюдается в некоторых шлифах (4202) в сечении $\perp N_m$; $N_g \wedge [001] = 28°$. Знак минерала отрицательный. Плеохроизм: по N_g и N_m темнозеленый со слабо синеватым оттенком, по N_p — зеленовато-желтый. $N_g - N_p = 0{,}015$.

Сопутствующий этой роговой обманке плагиоклаз имеет № 27—28.

Впервые (в 1930 г.) весьма сходный с описанным амфиболом был встречен нами в так называемом Подужемском граните и было отмечено его сходство с анафоритовой роговой обманкой (30, стр. 14), основанное главным образом, на малом $2V$. Позднее было установлено, что этот амфибол встречается в некоторых породах беломорской зоны. Кроме упомянутых гнейсов Кандалакшского района он, например, встречен также в сильно гранитизированных гнейсах (почти гранитах) Новой Рав-луды (Шуерецкий район). В связи с такими своеобразными оптическими свойствами амфибола всегда при его обнаружении возникал интерес к его химическому составу. Интерес к химизму и генезису этого амфибола еще более возрос в связи с обнаружением Г. А. Крутовым (17) несколько сходного по оптическим свойствам амфибола — дашкесонита, характеризуемого исключительно высоким содержанием Cl_2 — от 5,6% до 7,2%.

На территории Кольского полуострова в 1937—1938 г. был обнаружен Ю. С. Неуструевым и С. М. Гнесиным весьма сходный по оптическим свойствам амфибол, показавший при химическом анализе высокое содержание и значительное количество щелочей и относящийся, по мнению указанных авторов к гудсонитовому амфиболу. В последнем случае представляет особый интерес субщелочной характер амфибола в связи с нахождением его в гнейсах, облекающих тела щелочных гранитов (1937).

Настоящий материал еще не является достаточным для характеристики генезиса встреченного нами амфибола, однако уже теперь есть некоторые указания на связь его образования с процессами метасоматоза.

IV. Цоизитовые сланцы и гнейсы

Цоизитовые сланцы и цоизитовые гнейсы в толще беломорских гнейсов встречены в Кандалакшском районе и в окрестностях с. Подужемье. В Кандалакшском районе они были найдены в связи с гнейсами на островах у поселка Проливы и в связи с амфиболитами в горах к западу от губы Канды. В связи с гнейсами они хорошо обнажены на мелком островке (диаметром 30—40 метров) в 300 метрах к N от разработки балласта у поселка Проливы. Здесь эти породы представлены следующими разновидностями: цоизитовыми сланцами, кварцево-цоизитовыми сланцами и цоизитовыми гнейсами.

Цоизитовые сланцы представляют серые или зеленовато-серые породы, состоящие почти исключительно из минералов группы эпидота с очень небольшим количеством кварца. Главная масса породы состоит здесь из клино-цоизита, который имеет $2V = -84°$, $-85°$, сильную дисперсию $\rho < V$ и $N_p \wedge \perp (001) = 26°, 28°$ (3394 и 3402). Кроме клиноцоизита в некоторых породах этой группы присутствует цоизит с $2V = +86°$. Крупные кристаллы цоизита заключены в гранобластическую основную массу из клиноцоизита (3402).

Кварцево-цоизитовые сланцы состоят из кварца, цоизита и клино-цоизита, присутствующих в различных количественных отношениях. В породах этой группы часто кварц преобладает и, судя по соотношениям с цоизитом и клино-цоизитом он является

позднейшим, привнесенным и корродирующим эти минералы. Более устойчивым по отношению к резорбции является цоизит (3395—3399, 3403, 3404). Во всех породах этой группы содержится небольшое количество титанита. Пользующийся наибольшим развитием кварцево-цоизитовый сланец состоит исключительно из цоизита, кварца и небольшого количества титанита. Анализ его дал результаты, помещенные в 12-й колонке прилагаемой к настоящей статье таблицы анализов (см. стр. 31).

Анализ дает совершенно несвойственное магматическим породам высокое содержание CaO при очень большом количестве кремнезема.

Цоизитовые гнейсы являются переходными породами между цоизитовыми сланцами и обычными биотито-плагиоклазовыми гнейсами. Они всегда содержат плагиоклаз (от № 25 до № 32) и количество эпидотового минерала в них, как правило, небольшое. В некоторых из них присутствует эпидот, правда, с несколько пониженным двупреломлением, но с отчетливым плеохроизмом в желтых тонах (3405). В центральной части таких зерен, частью резорбированных при кварцевом метасоматозе, судя по оптическим данным, сохраняется состав, близкий к клино-цоизиту. Кварцевому метасоматозу подвергаются не только эпидотовые минералы, но также и плагиоклаз. В одном из шлифов установлено присутствие в этих гнейсах реликтовых зерен диопсидового пироксена (3405). Не менее интересно, что в одном случае присутствуют мелкие зерна ортита, окруженные прерывистыми оболочками эпидота (3400). В этих же шлифах присутствуют уцелевшие от резорбции при метасоматозе зерна обыкновенной роговой обманки.

Рис. 12. Переход клиноцоизитового сланца в гнейс. Губа Кацда, о-в к N от поселка Пропивы.

Все указанные породы характеризуются постепенными переходами и согласным залеганием. Простирание всей толщи NW 315—335°. Падение на NO под различными углами, но близкими к 45—55°. В нижней части толщи, на югозападном берегу наблюдаются соотношения, охарактеризованные прилагаемым разрезом (рис. 12). Контакт между цоизитовыми сланцами и цоизитовыми и биотитовыми гнейсами сверху характеризуется развитием кварцево-цоизитовых сланцев, представляющих метасоматически замещенные цоизитовые сланцы. Последние сохранились внутри этой зоны в виде линзообразных реликтов. Представляется вероятным, что в период кварцевого метасоматоза, а частью после него, внутри этой переходной толщи проявились напряжения, вызвавшие небольшие перемещения, о чем свидетельствует катаклаз в некоторых породах этой зоны. В залегающей выше толще биотитовых гнейсов также проявлены явления кварцевого метасоматоза, а еще далее к северу в них отчетливы следы микроклинового метасоматоза, приводящего к образованию плагиомикроклиновых гнейсов и почти массивных микроклиновых гранитов. Существование всех промежуточных переходных пород отчетливо это подтверждает (3408—3413).

На о-ве Крокальем в окрестностях поселка Проливы та же серия цоизитовых сланцев и гнейсов встречается в несколько иных соотношениях с окружающими породами. Здесь эти сланцы составляют

пласты, параллельные общей сланцеватости всей толщи гнейсов, состоящей из биотитовых, амфиболовых, амфиболо-цоизитовых гнейсов и амфиболитов. Вся толща резко расслоенных гнейсов и амфиболитов претерпела кварцевый метасоматоз и пегматитизацию. В контакте с толщей контрастнослоистых гнейсов с юговосточной стороны острова находится гранит, образованный вероятно путем гранитизации тех же гнейсов, судя по параллельности текстуры и переходным породам (3414). В толще гнейсов встречен пегматитовый участок, заключающий большие ксенолитоподобные блоки цоизитового сланца, форма которых в некоторых случаях очень своеобразна и представляет результат растворения и замещения этой породы пегматитом. Такого рода «эруптивная брекчия», по всей видимости, так же как и некоторые другие сходные образования, возникла в условиях замещения при более или менее полном отсутствии напряжений (рис. 13). Порода «ксенолитов» представляет цоизитовый сланец с крупными порфиробластами цоизита в основной массе из более мелкозернистого клиноцоизита. Цоизит замечателен очень слабым двупреломлением и резко аномальными синими и бурыми интерференционными цветами (3419 — 3423). В крупных порфиробластах цоизита — отчетливая зональность и даже в некоторых зернах структура песочных часов.

Рис. 13. Брекчия цоизитового сланца. Губа Канда, о-в Крокалий.

Вмещающий блоки цоизитового сланца пегматит имеет в составе микроклин и содержит тонкие красные жилочки, богатые титанитом и заключающие ортит (3424). Последний минерал в мелких зернах встречается также и в основной массе пегматита (3425).

Амфиболиты, переслаивающиеся с цоизитовыми гнейсами и сланцами, так же как и другие породы, несут следы метасоматоза, которые выражаются в замещении амфибола плагиоклазом и частью кварцем (3427, 3429).

В том же Кандалакшском районе представляет интерес еще один участок, где обнажены цоизитовые гнейсы и амфиболиты. Ряд выходов таких пород был обнаружен при картировании этого района к западу от губы Канды в 8—10 *км* на вершинах тундры Малая Гремяха и Скалистая. Типичными представителями этих пород здесь являются цоизитовые амфиболиты и сланцы, в которых содержание цоизита и клиноцоизита доходит до 70—80% (3794, 3795, 3801, 3813, 3815).

Поскольку позволяет судить проведенная здесь маршрутная съемка, цоизитсодержащие породы слагают здесь зону северовосточного простирания, ориентированную согласно со слагающими этот район гнейсами и амфиболитами. Наблюдения в обнажениях показывают, что эти породы переслаиваются с гнейсами и амфиболитами. Для связанных таким образом с цоизитовыми амфиболитами и гнейсами пород характерно присутствие ряда пневматолитических мине-

ралов (турмалин, скаполит, пренит), которые иногда содержатся в большом количестве (3815, 3792, 3810, 3811, 3799).

Исключительное богатство этих пород эпидот-цоизитовыми минералами и тесная их связь с парагнейсами заставляет предполагать в этих образованиях известковые осадки, метаморфизованные в цоизитовые гнейсы и амфиболиты, структура и состав которых были (иногда существенно) изменены пневматолитическими явлениями и кварцевым метасоматозом.

МИГМАТИТЫ

Мигматиты в Беломорье имеют исключительно большое распространение. Они встречены во всех исследованных районах побережья.

Характерной чертой мигматитов Беломорья является исключительное разнообразие их форм и типов. Здесь встречаются все описанные в классических работах J. J. Sederholm'a **(8, 9, 10)**[1] типы. Многообразие устанавливается во многих районах даже в пределах сравнительно небольших участков и частью зависит от состава первичной породы — субстрата, которым являются главным образом различные породы комплекса гнейсов. С другой стороны многообразие зависит также от степени мигматизации, которая неодинакова для разных районов Беломорья и в общем определяется местоположением по отношению к центрам гранитизации.

Наибольшим распространением в Беломорье пользуются такие типы, как артериты, мигматиты lit par lit и небулиты.

При детальном изучении пород Беломорья обнаружилась большая трудность разграничения мигматитов от немигматизированных пород. Наибольшие затруднения при этом возникали при изучении тех образований, текстуры которых не дают определенных указаний на принадлежность к мигматитам. При изучении обнаружилось особенно много таких пород, в которых заметны только следы привнесенного вещества при общем сильном изменении самой породы. Так как такие породы всегда бывают тесно связаны в обнажениях с мигматитами с большим количеством привнесенного материала, то их по существу также следовало бы отнести к мигматитам. Если же подойти с этой точки зрения к различным породам вышеописанной гнейсовой толщи, то очень многие из них также необходимо отнести к мигматитам и количество немигматизированных пород при этом уменьшилось бы до нескольких типов таких например, как дистеновые или гранатовые гнейсы, для которых присутствие привнесенного вещества является мало вероятным. С другой стороны возникают также некоторые трудности при определении пород, заключающих исключительно большое количество привнесенного материала. Такие породы всегда в большом количестве встречаются в ареалах интенсивной гранитизации и тесно связаны с массами однородных гранитов. Последние же, как нами указывается в главе о гранитах, в пределах Беломорья представляют крайние типы целиком преобразованных с помощью привнесенного материала пород.

Таким образом, исходя из изложенного, можно заключить, что мигматиты включают очень большой ряд пород, начинающийся гнейсами с ничтожным количеством привнесенного материала и заканчивающийся гранитами, т. е. полностью преобразованными мигматитами.

В связи с изучением мигматитов Беломорья возникают очень важные и большие вопросы: в какой мере в составе мигматитов уча-

[1] Иностранные работы выделены в отдельный список (см. жирные цифры).

ствует привнесенный материал и можно ли найти достаточные критерии для определения материала как привнесенного.

Как показали многие исследователи и особенно P. Eskola (2, 3) и C. E. Wegmann (13) при процессах глубинной гранитизации внутри определенной толщи осуществимы возможности широкой миграции материала. Так как этот мигрирующий материал может состоять не только частью, но и полностью из продуктов самой толщи, то теряются возможности установления связи мигрирующего материала с магматическими глубинами. Единственным критерием для этого является минеральный состав, который однако в связи с многообразием состава осадочных пород представляется не вполне надежным.

В настоящей работе мы не даем морфологического описания многообразных мигматитов Беломорья, так как они с этой стороны не отличаются от мигматитов, описанных многими скандинавскими геологами, с генетической же стороны некоторые беломорские мигматиты описаны в различных главах.

В связи с затронутыми здесь вопросами представляют интерес некоторые замечания, которые могут быть сделаны при рассмотрении химического состава гнейсов и гранитов Беломорья [см. табл. I (анализы) и II (пересчеты) по системе Ниггли].

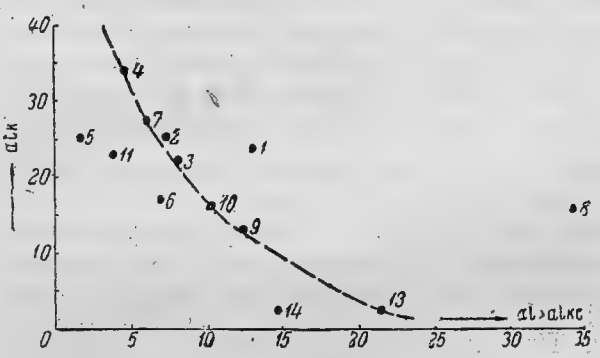


Рис. 14. Диаграмма, показывающая соотношения между *alk* и $al > alkc$ в гранитах, гнейсах и сланцах Беломорья (см. табл. пересчета химических анализов по системе Ниггли).

Почти во всех проанализированных гнейсах и гранитах Беломорья наблюдается исключительно выдержанное преобладание *al* над суммой $c + alk$. Характерно, что для многих гранитов преобладание это настолько резко, что превышает все допустимые величины для нормальных изверженных пород. В большинстве случаев эта величина превышает 5 и в гнейсах доходит до 13, в некоторых же сланцах она даже доходит до 34.

Гнейсы, как правило, дают больший избыток глинозема чем граниты, сланцы же — всегда больший избыток чем гнейсы. В отношении щелочей наблюдаются обратные отношения. Таким образом с увеличением щелочей снижается избыток глинозема. Изображение этих отношений нами дано на диаграмме (рис. 14). В левой верхней части группируются точки гранитов; характерно, что среди них располагаются также точки некоторых гнейсов. Группировка всех точек такова, что дает основание предположительно наметить расположение кривой (пунктирная кривая), характеризующей средние нормальные составы пород серии граниты-гнейсы-сланцы. Эта кривая, по нашему мнению, выражает в общем виде процесс гранитизации глиноземистых осадков, идущий в сторону снижения избытка глинозема и повышения щелочности.

АМФИБОЛИТЫ

Разнообразные по составу амфиболиты в беломорской зоне являются весьма распространенными и петрологически представляют большой интерес. С генетической точки зрения можно выделить две

Таблица 1

	Сальный о-в, гранит 4675. Колл. Н. Г. Судовикова	Борщовый о-в, гранит 3050. Колл. Н. Г. Судовикова	Керетский гранит Колл. Н. А. Волотовской 171	Никольская губа, гранит 3153. Колл. Н. Г. Судовикова	Конев. о-в, гранит 2072. Колл. Н. Г. Судовикова	Сев. берег Нот-озера, плагио-гранит. Колл. Н. А. Волотовской 302	Южн. берег Вороньего озера, гранит Колл. Н. А. Волотовской 100	Седловатая тундра, дистеновый сланец 3355. Колл. Н. Г. Судовикова	Ветряная тундра, дистеновый гнейс 3461. Колл. Н. Г. Судовикова	Южн. склон Кривой горы, биотито-гранатовый гнейс 3454. Колл. Н. Г. Судовикова	Вост. Наволок Ново-Проливской губы, биотитовый гнейс 3617. Колл. Н. Г. Судовикова	Луда у поселка Проливы кварцево-цоизотовый сланец 3388. Колл. Н. Г. Судовикова
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	73,02	65,72	67,52	74,17	71,70	65,57	68,37	76,52	58,10	69,30	69,20	72,44
TiO_2	0,12	0,33	0,35	0,18	0,24	0,31	0,38	0,20	0,73	0,55	0,16	0,19
Al_2O_3	14,86	19,15	17,89	14,23	15,66	18,72	17,02	15,06	20,60	14,19	16,90	13,48
Fe_2O_3	0,64	0,29	0,50	0,47	0,22	0,69	0,24	0,30	1,14	1,78	0,51	1,22
FeO	1,23	2,23	2,02	0,72	1,44	2,89	1,84	1,38	5,06	3,54	1,50	0,55
MnO	—	—	—	0,04	0,02	0,06	0,04	0,03	0,07	0,03	0,029	0,02
MgO	0,75	1,04	1,34	0,40	0,42	1,63	0,56	1,07	3,30	2,38	0,78	0,17
CaO	2,03	2,08	3,28	1,50	3,62	4,66	2,78	1,09	4,01	2,27	3,67	9,30
Na_2O	1,85	4,44	3,85	2,99	3,77	3,61	3,44	1,66	2,34	2,40	4,38	0,51
K_2O	4,02	3,03	2,26	4,82	2,25	2,23	4,18	1,48	2,66	2,10	1,60	0,73
H_2O	0,19	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—
п. п. п.	—	—	0,88	0,28	0,60	—	1,04	0,92	1,90	1,44	1,12	1,40
F	—	—	—	0,08	0,28	—	—	—	$CO_2 = 0,25$	—	$CO_2 = 0,15$	$CO_2 = 0,43$
S	—	—	—	—	—	0,06	0,08	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	0,05	0,06	—	—	—	—	—
	98,71	98,31	99,89	99,88	100,22	100,48	100,23	99,72	99,91	99,98	99,85	100,01

Все анализы произведены в лаборатории Ленинградского геологического управления. Анализы 1-й, 8-й, 9-й, 10-й и 12-й произведены химиком Толстовой, 2-й, 4-й и 5-й — химиком Друченко.

Таблица II

Пересчет анализов по системе Ниггли

	Si	*al*	*fm*	c	*alk*	k	*m*	c : *fm*	*al*>*calk*	Примечания
1. 4675. Сальный о-в, гранит	400,7	48,7	15,7	12,0	23,7	0,59	0,40	1 : 1,3	13,0	
2. 3050. Борщовый о-в, гранит	265,1	45,1	14,2	12,7	25,1	0,30	0,53	1 : 1,1	7,3	
3. 171. Керетский гранит. Колл. Н. А. Волотовской	290,1	45,3	17,2	15,0	22,3	0,28	0,50	1 : 1,1	8,0	
4. 3153. Никольская губа, гранит	425	47,9	8	9,3	34,1	0,51	0,50	1 : 1	4,5	
5. 2072. Конев остров, гранит	356	45,8	10,1	19,0	25,0	0,27	0,33	1 : 1,9	1,8	
6. 302. Берег Нот-озера, плагио-гранит. Колл. Н. А. Волотовской . . .	255	42,8	20,6	19,4	17,5	0,37	0,46	1 : 1	6,9	
7. 100. Берег Вороньего озера, гранит. Колл. Н. А. Волотовской . . .	316	47,0	12,0	13,6	27,4	0,44	0,32	1 : 1,1	6,0	
8. 3355. Седловатая тундра, дистеновый сланец . . .	480	57,5	19,1	7,5	15,7	0,38	0,51	1 : 2,5	34,3	
9. 3461. Ветряная тундра, дистеновый гнейс	194	40,4	33,2	14,4	13,0	0,43	0,49	1 : 2,3	12,6	
10. 3454. Склон кривой горы, биотитогранатовый гнейс	311	37,4	35,3	10,8	16,4	0,36	0,46	1 : 3,2	10,2	
11. 3617. Вост. Наволок Новопроп. губы, биотитовый гнейс	312	45,0	13,8	17,66	23,6	0,24	0,40	1,27 : 1	3,8	
12. 3388. Луда у поселка. Проливы, кварцевоцоизитовый сланец	353	38,5	8,0	48,5	5,0	0,47	0,14	6 : 1	—15,0	
13. Шуерецкая, гранатовый гедритит. Колл. Н. А. Игнатьева	161	26,0	69,5	2,2	2,3	0,28	0,51	1 : 32	21,5	Анализы опубликованы Н. А. Игнатьевым в Тр. Петр. Инст. А. Н., вып. 6, 1934
14. Шуерецкая, гранатовый слюдит. Колл. Н. А. Игнатьева.	147	22,7	69,3	5,5	2,5	0,31	0,43	1 : 13	14,7	

группы этих пород, именно: 1) амфиболиты, входящие в состав первоначально осадочной гнейсовой толщи и представляющие метаморфизованные известковистые осадки, и 2) амфиболиты, представляющие измененные основные породы. В отдельных участках и обнажениях удается точно установить генезис амфиболитов, но провести полное разделение с этой точки зрения всех амфиболитов не представляется возможным, так как в большинстве случаев нет достоверного критерия для установления происхождения многих пластообразных тел, заключенных в гнейсы и могущих представлять метаморфизованные пластовые интрузии основных пород в той же мере, как и измененные слои осадков. Так как метаморфизм осадочных образований, так же как и основных интрузий, протекал во многих, а может быть и в большинстве случаев в одинаковых условиях, то при сходном или одинаковом первичном составе могли образовываться породы одинакового минерального состава, поэтому критерий минерального состава может иметь значение только в том случае, если проявляются явные уклонения от нормальной изверженной породы. Также обязательным условием для суждения о первичном характере породы является отсутствие следов метасоматических процессов. Применение критерия

формы амфиболитовых тел, как это видно из нижеследующего изложения, так же ограниченно.

Все известные в беломорской зоне амфиболиты можно разделить на следующие неодинаковые по своему распространению группы:

I. Амфиболиты, содержащие обыкновенную роговую обманку.

II. Гедритовые амфиболиты.

III. Амфиболиты, содержащие паргаситовую роговую обманку и тремолитовые амфиболиты.

Из перечисленных породы II и III групп являются весьма редкими, в то время как амфиболиты I группы пользуются очень большим распространением.

Амфиболиты (I группы)

Сюда относятся: мономинеральные амфиболиты, гранатовые, гранато-полевошпатовые, полевошпатовые, кварцевые, скаполитовые, биотитовые, диопсидовые и микроклинсодержащие. Из всех перечисленных разновидностей наибольшим распространением пользуются полевошпатовые амфиболиты, для состава которых характерны значительные вариации в содержании плагиоклаза, кварца и биотита. Полевошпатовые амфиболиты составляют ряд пород переходных от мономинеральных амфиболитов к амфиболовым гнейсам. Этот ряд характеризует собой многократно наблюдаемые в обнажениях переходы и, таким образом, не является выражением случайной группировки, а представляет определенный генетический смысл. Крайний начальный член этого ряда, именно мономинеральный амфиболит, может представлять продукт первично осадочной или первично магматической породы (см. главу: Контакты интрузий основных пород). Внутри ряда чаще всего наблюдается такая последовательность: 1) мономинеральные и гранатовые амфиболиты, 2) плагиоклазовые амфиболиты, 3) плагиоклазовые амфиболиты с кварцем, 4) плагиоклазовые амфиболиты с кварцем и биотитом, 5) плагиоклазовые амфиболиты с кварцем, биотитом и микроклином, 6) амфиболовые гнейсы.

Настоящий ряд дает нормальную схему переходов и, основываясь на характере наблюдаемых в породах явлений резорбции и замещений, можно характеризовать этот ряд как нормальный ряд превращений. Нормальная последовательность нарушается иногда появлением пневматолитических минералов (турмалин, скаполит) или же более ранним развитием в мономинеральных амфиболитах биотита и кварца. Эти, сравнительно редкие, явления могут рассматриваться как частные случаи, не нарушающие общей законности превращений. Появление, например, скаполита необязательно может быть связано с явлениями привноса (метасоматоза). Как показал Б. М. Куплетский (19), образование скаполита может быть связано с первично высоким содержанием Ca в породе, как это представляется вероятным для некоторых Вадозерских амфиболитов. Особенно демонстративна также связь скаполитовых амфиболитов с первично осадочными известковыми породами Мраморного острова и его окрестностей.

Возникновение биотита и кварца в таких небольших количествах, как это наблюдается в мономинеральных амфиболитах, возможно на счет соответствующих элементов, первоначально находящихся в породе. Высокое же их содержание как в некоторых плагиоклазовых амфиболитах, возможно только при явлениях привноса. [1]

[1] Данный случай представляет прямо противоположное явление тому, что наблюдается в некоторых амфиболитах из зоны карелид (например, Панозерский район), где биотитизация предшествует явлениям глубинного метасоматоза и таким образом возникают биотитизированные амфиболиты без полевого шпата, образованного на счет привнесенных продуктов.

Кварц в этой серии превращений, судя по тому, что он резорбирует и заполняет пустоты растворения во всех других минералах, является позднейшим. Полевые шпаты предшествуют кварцу и резорбируют амфибол и частью биотит.

Большие количества биотита, наблюдаемые в более кислых представителях ряда, в своем образовании, как правило, связаны с явлениями привноса. Возникновение биотита в беломорской зоне связано с более поздней фазой, чем возникновение плагиоклазов при преобразовании мономинеральных в плагиоклазовые амфиболиты. Это усматривается из многочисленных переходов, в которых богатые биотитом породы вяляются всегда более совершенно преобразованными породами.

Новообразования плагиоклаза в начальной стадии превращений приурочены к границам между зернами. В последующих стадиях образующийся в промежутках плагиоклаз вполне изолирует зерна друг от друга. Из суммы наблюдений следует, что плагиоклаз чаще и скорее образуется в промежутках между зернами различных минералов. Так, в гранатовых амфиболитах плагиоклаз иногда образует каемки, полностью изолирующие гранат. Это, например, можно наблюдать в амфиболитах Кандалакшского района (3737, 4067, табл I, фиг. 4).

Микроклин в начальной стадии появляется всегда в такой же форме, как и в микроклиновых гнейсах, т. е. он проникает между зерен плагиоклаза и амфибола в виде очень тонких прожилков, которые в последующих стадиях, при большем количестве микроклина, образуют более крупные промежуточные зерна микроклина. Это явление очень типично представлено в некоторых амфиболитах Кандалакшского района.

Микроклинсодержащие породы этой серии, как правило, являются уже гнейсами, так как содержат небольшое количество амфибола, который в этих породах всегда представлен зернами очень неправильной формы, образованной в результате резорбции плагиоклазом, а затем кварцем и микроклином. В этих породах особенно часто встречается ортит с несколько варьирующими оптическими свойствами. Для ортита характерно окружение его оболочками эпидота или клиноцоизита.[1]

Из данной выше краткой характеристики превращений отчетливо следует, что сам по себе процесс по существу является частным случаем общего регионального явления гранитизации, которое на примере амфиболитов выражается в образовании амфиболовых гнейсов. Исходя из отдельных наблюдений над установленными переходами амфиболовых гнейсов в биотитовые, можно предполагать, что конечным продуктом этих превращений являются биотитовые гнейсы; однако это нами пока достоверно не установлено.

Согласно с наблюдениями различные участки одного и того же тела могут находиться в различных стадиях преобразования.[2] Это различие в степени преобразованности может быть весьма значительно и определяется условиями проникновения изменяющих растворов, которые зависят от состава пород, характера самих растворов и ряда других причин. Степень гранитизации для данного участка определяется по наиболее полному преобразованию данной породы.

В связи с затронутыми выше вопросами о степени гранитизации представляет интерес следующее. Для большинства случаев изменения амфиболитов в гнейсы предполагается (и частью доказывается), что привнос материала, сопровождаемый новообразованием плагиоклаза

---

[1] Типичные образцы микроклинсодержащих амфиболовых гнейсов — 3381, 4117, 4135, 4139, 3668, 4528.

[2] Ср. с описанием пород о-ва Буричек.

и других минералов, совершается аналогично тому, как в серии биотитовых гнейсов — привнос богатого калием материала с образованием мезостатического микроклина. Указанные выше примеры образования плагиоклаза в промежутках между зернами граната и амфибола и др. минералов являются одним из оснований для этой аналогии. В характеристике этого процесса материального привноса еще нет достаточной ясности,[1] однако, исходя из общего состава измененных пород (главным образом, минерального состава), можно заключить, что привнесенными являются вероятно простые и наиболее подвижные окислы или даже элементы. Нельзя также дать ясную характеристику физического состояния переносимого вещества. В результате такого привноса образуются отдельные минералы, состав которых может быть только частью образован на счет привнесенных продуктов.

С точки зрения изучения физического состояния и соответствующих ему свойств, образованных в результате привноса продуктов, представляют особый интерес следующие наблюдения.

На северном берегу о-ва Кереть (Чупинский район) в 2 *км* к востоку от пролива, отделяющего этот остров с запада, в сильно гранитизированных и резкополосчатых гнейсах (3056 и 3057), имеющих простирание NO 10—30° и пологое 15—20° падение к SO, встречен амфиболит (3055), который при исследовании под микроскопом показал некоторые своеобразные черты.

В составе породы принимают участие следующие минералы: гранат, амфибол, плагиоклаз, кварц, титанит и рутил. Гранат представлен неправильной формы зернами с исключительно сложной контурной линией, обусловленной коррозией этого минерала, которая наблюдается как в наружной, так и во внутренней части зерен. Проникающие по трещинам растворы образовывали внутри зерен большое количество мелких — позднее выполненных — пустот, которые в сечении шлифа дают замкнутые контуры как бы изолированных участков.

Амфибол присутствует в крупных 1,5—2 *мм* зернах и в мелких кристаллах размером 0,1—0,2 *мм*. Амфибол в крупных и мелких зернах имеет одинаковые оптические свойства, соответствующие обыкновенной роговой обманке: $N_g \wedge [001] = 15°$, 16°, $2V$ отрицательный и одинаково большой, $N_g - N_p = 0{,}023$; 0,024.[2] В некоторых мелких кристаллах замечена слабая дисперсия $\rho > V$. Плеохроизм во всех кристаллах: по N_g — синеватозеленый, по N_m — травянозеленый, по N_p — жёлтый.

Замечательным является резкое различие в форме. Крупные зерна имеют совершенно неправильные ограничения, обусловленные явлениями резорбции, для них характерны бухтообразные формы, заполненные плагиоклазом. В противоположность крупным зернам, мелкие кристаллики имеют очень хорошо выраженную идиоморфную форму, часто дают ромбические сечения, образованные призматическими гранями. Такие хорошо образованные кристаллики вместе с окружающим их плагиоклазом заключены в прожилках или бухтообразных участках внутри зерен граната (табл. I, фиг. 5). В некоторых случаях они равномерно распределены среди мелкозернистого плагиоклаза (табл. I, фиг. 6).

Исключительно хорошо выраженный идиоморфизм мелких кристалликов роговой обманки делает вполне вероятным предположение о возникновении их путем кристаллизации из новообразованного (вероятно жидкого) материала (расплава?), давшего в результате еще мелкозернистый плагиоклаз. Интересно, что среди таких мелкозер-

[1] Сравнить напр. C. E. Wegmann (13).
[2] Первая величина для мелких кристаллов.

нистых участков кое-где наблюдается одинаковая ориентировка мелких хорошо ограненных кристалликов роговой обманки, что несколько напоминает пегматитовые срастания (см. табл. II, фиг. 7).

Плагиоклаз в породе представлен андезином. Определение его дало координаты для двойниковой оси: $N_g = 73$; $N_m = 20$; $N_p = 78$, что соответственно с другими данными указывает на закон $\frac{\perp[100]}{(010)}$ и № 40. Плагиоклаз, особенно в более крупных зернах, проявляет зональность. Определение состава в одном из зональных зерен дало № 44 для оболочки и № 35 для ядра. В участках с мелкими идиоморфными кристалликами роговой обманки плагиоклаз гораздо более мелкозернист. Кварц присутствует в небольшом количестве в виде мелких неправильной формы зерен. В породе большое количестве сфена в форме мелких овоидальных зерен. Внутри этих зерен часто наблюдаются очень мелкие круглые зернышки рутила.

Из приведенного описания можно заключить, что значительная часть породы претерпела преобразование, сходное с палингенезом и новообразованная часть породы, судя по получившейся структуре, кристаллизовалась в условиях близких или аналогичных кристаллизации магматического расплава.

Нам представляется вероятным, что возникновение новообразованного материала в настоящем случае связано с процессами региональной гранитизации и представляет крайний для Беломорья случай наиболее высокотемпературного преобразования, когда возникающая на счет самой породы, возможно при некотором участии привносимых растворов, масса доходит до состояния расплава.

Несмотря на почти повсеместное в беломорской зоне установление проявившихся в различной степени процессов гранитизации, нигде до настоящего времени не удалось обнаружить среди гранитизированных пород структуры, сколько-нибудь сходной с нормальной магматической. Это показывает, что условия высокотемпературной гранитизации в беломорской зоне были редки и что в большинстве случаев участвующие в гранитизации растворы не доходили до состояния расплава. О том, что описанная выше порода находится действительно в условиях исключительно сильной гранитизации, говорит окружение амфиболита гнейсами, показывающими местами массивную гранитную текстуру, т. е. дающими предельную для гнейсов степень гранитизации.

К амфиболитам I группы относятся также диопсидовые амфиболиты, которые в огромном большинстве случаев представляют продукты изменения основных пород и обычно связаны с ними переходами (например, рудник Амбарной губы — 3187).

К этой же I группе амфиболитов относятся более редко встречающиеся в толще гнейсов наряду с господствующими полевошпатовыми амфиболитами с плагиоклазом, представленным андезином или олигоклаз-андезином, амфиболиты с основным плагиоклазом, среди которых встречаются даже анортитовые амфиболиты. В окрестностях губы Канады были обнаружены две такие породы (3470, 3358), которые содержат зональный плагиоклаз, имеющий во внутренней части некоторых зерен состав анортита. Структура таких амфиболитов также показывает более позднее образование плагиоклаза, выполняющего формы резорбции в обыкновенной роговой обманке.

Гедритовые амфиболиты (II группы)

Гедритовые амфиболиты представляют весьма редко встречающиеся породы, обнаруженные до настоящего времени только

в двух районах: в окрестностях дер. Шуерецкой и на восточном берегу Топозера.

Впервые на территории АКССР они были обнаружены и изучены Н. А. Игнатьевым (9, 10), которым приведены также химические анализы гедрита и гранатогедритового амфиболита. Исходя из указанных химических анализов можно притти к заключению о большом избытке глинозема в этой породе, что, естественно, приводит к соображению о первично осадочном происхождении этих пород, но однако упомянутым автором не принимается. [1]

Гедритовые амфиболиты в Шуерецком районе принимают участие в строении очень интересных в петрологическом отношении месторождений граната (Терби-остров, Еловый Наволок) и представляют собой своеобразные очень крупнокристаллические породы, почти постоянно содержащие крупные (10—15 *см* в диаметре) кристаллы граната.

Как легко можно видеть из составленных Н. А. Игнатьевым карт месторождений Терби-остров и Еловый Наволок, гранато-гедритовые породы переслаиваются с дистеновыми гнейсами и биотито-гранатовыми гнейсами и сланцами, для которых также несомненным является первично осадочное происхождение. Указанные месторождения в структурном отношении представляют особый интерес и их структура в связи с генезисом гранато-гедритовых, дистеновых и гранато-слюдяных сланцев заслуживает специального разбора. В петрографическом же отношении эти породы были достаточно подробно описаны Н. А. Игнатьевым, поэтому при ссылке на работы упомянутого автора и на некоторые свои замечания здесь можно ограничиться высказанными общими представлениями о генезисе гедритовых пород Шуерецкого района.

Другая находка гедритовых амфиболитов была сделана М. Ф. Лобановым на восточном берегу Топозера, вне беломорской зоны, но в сопровождении тех же пород древнейшей толщи и в условиях вполне аналогичных месторождениям Терби-остров и Еловый Наволок. По определениям упомянутого автора гедрит Топозера дает следующие константы: $2V = -87°$, $N_g - N_p = 0{,}017$ и плеохроизм в очень светлых и буроватых, зеленоватых и желтоватых тонах. [2]

Амфиболиты (III группы), содержащие тремолитовую и паргаситовую роговую обманку

В окрестностях поселка Кереть, в проливе «Узкая салма», в 300 *м* от его западного конца находятся выходы амфиболита, который при изучении под микроскопом показал содержание паргаситовой роговой обманки. Порода здесь массивна, а частью имеет отчетливую сланцеватость, параллельно которой залегают мелкие карбонато-амфиболовые жилки, иногда содержащие плагиоклаз.

Преобладающей здесь в количественном отношении породой является амфиболит (3040; 3041), имеющий следующий состав: зеленый моноклинный амфибол, ромбический амфибол, биотит, рудный минерал. Кроме этих минералов в одном шлифе присутствует тонколистоватый сильно двупреломляющий минерал — вероятно тальк.

---

[1] Проведенный нами расчет по системе Ниггли приведенного Н. А. Игнатьевым анализа гранатового гедритита дает $al - alk + c = 21{,}5$, что явно лежит вне возможных пределов для изверженной породы; расчет же гранато-слюдяного сланца для этого месторождения дает соответствующую цифру 14,7 (см. Игнатьев, 9, стр. 76).

[2] См. М. Ф. Лобанов, Геолого-петрографический очерк Кестеньгского района АКССР, фонд Ин-та Геол. Наук Академии Наук.

Зеленый моноклинный амфибол, составляющий около 60—80% породы, имеет следующие константы: $N_g \wedge [001] = 9°, 13°$, $2V = +79°$ (+), плеохроизм по N_g и N_m — светлозеленый и по N_p — зеленоватожелтый, кроме хорошо выраженной амфиболовой призматической спайности, очень тонкие и частые следы спайности по [001]. Перечисленные константы близки к таковым паргасита, содержащего около 20% обыкновенной роговой обманки, но угол погасания является значительно пониженным.[1]

Бесцветный амфибол имеет установку, близкую к ромбической $N_g \wedge [001]$ от 2° до 5° и определение $2V = +80°$ (‡). Наблюдаемые в нем полисинтетические двойники приближают этот амфибол к ряду грюнерит-куммингтонит, от которого, однако, он отличается своим очень малым углом погасания.

Соотношения между обоими амфиболами таковы, что зеленый амфибол переходит в бесцветный, причем линия перехода имеет одно направление в смежных различно ориентированных зернах; это, по всей вероятности, показывает, что превращение зеленого амфибола в бесцветный связано с вторичными изменениями метасоматического характера. Иногда зерна зеленого амфибола окружены прерывистой оболочкой бесцветного амфибола.

Как упомянуто, в обнажении встречаются жилки, также содержащие амфибол. В одной из таких жилок (3042-а) в карбонате содержатся кристаллы бесцветного амфибола, который при точном измерении дал $N_g \wedge [001]$ в пределах 2—4° и $2V = +80°$ (‡), т. е. те же константы, что и для бесцветного амфибола господствующей в этом обнажении породы. В зальбанде той же жилы развита амфиболо-плагиоклазовая порода, содержащая тремолит-паргаситовый бесцветный амфибол, для которого установлен $N_g \wedge [001] = 22°$ и $2V = +72°$ (+). По диаграмме *Winchell* (1933, стр. 253) эти данные соответствуют 65—80% паргасита. Судя по тому, что минерал бесцветный, он может быть относится к эденит (бесцветный паргасит) (ср. стр. 250).

Наличие бесцветных положительных амфиболов в жильных образованиях подтверждает их метасоматический генезис.

В связи с обнаружением паргаситовых амфиболитов интересно отметить, что еще Е. С. Федоровым и именно в окрестностях д. Кереть была отмечена порода, содержащая паргасит, который имеет зеленый цвет и по определению упомянутого автора характеризуется $2V = -74°$ и $N_g \wedge [001] = 17^1/_2°$.[2]

Однако представляется **неясным** почему Е. С. Федоровым этот амфибол с отрицательным $2V$ назван паргаситом (?).

В окрестностях рудника Кривое Озеро (Чупинский район) встречены тремолит-актинолитовые амфиболиты с резкой кристаллизационной сланцеватостью, слагающие пластообразные, местами выклинивающиеся тела, залегающие параллельно сланцеватости вмещающих гнейсов. Эти породы состоят почти исключительно из амфиболов. В одной из таких пород, состоящей только из одного амфибола и очень небольшого количества карбоната (5165), были определены следующие константы для амфибола: $2V = 90$ (+), $N_g \wedge [001] = 15{,}18°$; $N_g - N_p = 0{,}026$. Принимая во внимание едва заметную в шлифе бледнозеленую окраску, можно считать, что амфибол не представляет собой чистую разность тремолита, а содержит примесь, состав которой, к сожалению, константами точно не устанавливается. Судя по большому $2V$ и сходству с нижеописанным амфиболом, эта примесь может относиться к паргаситу.

---

[1] Ср. Winchell, Elements of optical mineralogy, p. II, 1933, стр. 255.
[2] Горн. Журн. 1904 г. № 4, стр. 103.

В другом малом пластообразном теле, заключенном в гнейсах, амфиболит состоит из двух амфиболов, из которых один бесцветный ромбический. Для него установлено: $N_g \parallel [001]$ и $2V = 90°$ (+). Другой, бледнозеленый, был измерен два раза и дал следующие константы: $N_g \wedge [001] = 13°$, 16° и $2V = +82$ (+) (5164).

Приведенные константы для бледнозеленой роговой обманки повидимому указывают на существенное содержание в ней паргасита (сравнить с вышеописанной группой амфиболов).

У пристани рудника Кривое Озеро обнажается карбонато-тальковая порода, содержащая ромбический бесцветный амфибол (5166). Некоторые шлифы, взятые из этой породы, содержат около 95% карбоната (5167). Такое высокое содержание карбоната в связи с пластообразным характером залегания, делает правильным предположение о том, что эти породы представляют измененные известковые осадки. Это предположение можно распространить также на вышеописанные амфиболиты, содержащие термолит-паргаситовую роговую обманку.

В связи с высказанным предположением интересно, что весьма сходная с отмеченной выше породой, встречена на северном берегу о-ва Кереть в виде пласта среди полосчатых гнейсов; она также состоит главным образом из карбоната и содержит тальк и ромбический амфибол. Для талька этой породы характерен переход в краевых частях листочков в сине-зеленый хлоритоподобный минерал. Эта порода, так же как вышеописанная, повидимому представляет скарнированный мрамор и является хорошим указанием на первоначально осадочный характер сильно гранитизированной в этом районе гнейсовой толщи.

В 2 *км* от с. Кереть были обнаружены крупные глыбы-валуны карбонатной породы, содержащей асбестоидный минерал, бывший предметом проведенных в этом районе особых поисков (Л. А. Косой). При посещении этого места нами были собраны образцы, изучение которых дало возможность установить, что порода сложена карбонатом, тальком и тонковолокнистым амфиболом, частью представленным ромбическим, частью термолитом. Кроме того, порода содержит хлорит и оливин. Ввиду большого сходства в составе этой породы с вышеописанными представляется естественным предположение об общности их генезиса.

В Кандалакшском районе на северовосточном берегу Оленьего о-ва встречена при исследованиях 1935 г. весьма сходная с породами Керетьского района карбонато-тремолитовая порода, содержащая оливин в виде ксенолитоподобного блока, заключенного в гнейсограниты. Генезис этой породы неясен, но не исключена возможность, что она также является реликтом скарнированных мраморов древнейшей толщи. В петрографическом отношении представляют интерес зональные переходы этой породы в краевой части в амфиболиты с различными амфиболами (5083—5088).

В связи с рассмотренными в настоящей главе породами, для которых представляется вероятным происхождение из известковистых осадков, следует указать, что среди пород комплекса гнейсов в 1935 г. были найдены скарны, содержащие слои почти чистого мрамора. Эти породы, переслаивающиеся с дистеновыми гнейсами, представляют несомненные осадки. Так как они были найдены только на одном островке и уже достаточно подробно описаны, то мы здесь можем ограничиться ссылкой на соответствующую работу Л. А. Косого (14).

О ФОРМЕ АМФИБОЛИТОВЫХ ТЕЛ

Как выше уже было отмечено, амфиболиты чаще всего образуют пласты среди гнейсов, но наряду с этим встречаются также линзы, лин-

зообразные и куполовидные тела и неправильной формы блоки. Разнообразие форм ограничивается здесь тем, что все заключенные в гнейсах сплошные тела амфиболитов образуют всегда согласную со сланцеватостью вмещающих пород ориентировку. Иначе иногда ведут себя только те амфиболиты, которые слагают контактовые зоны не вполне измененных основных интрузий. Даже в пределах небольших участков удается обнаружить большое разнообразие этих тел.

Уже при беглом обзоре типичных зарисовок амфиболитовых тел устанавливается, что эти формы характеризуют деформацию при движении. Из характера структур легко притти к заключению, что движения, создавшие эти формы, имели диференциальный характер. Особую помощь при этих выводах оказывает изучение текстур вмещающих гнейсов. Гнейсы, будучи во всех случаях более пластическими, дают более показательные для определения характера движений текстуры.

Одним из примеров ярко выраженного диференциального движения является обнажение против о-ва Шарапиха на берегу Шараповской губы (рис. 15).

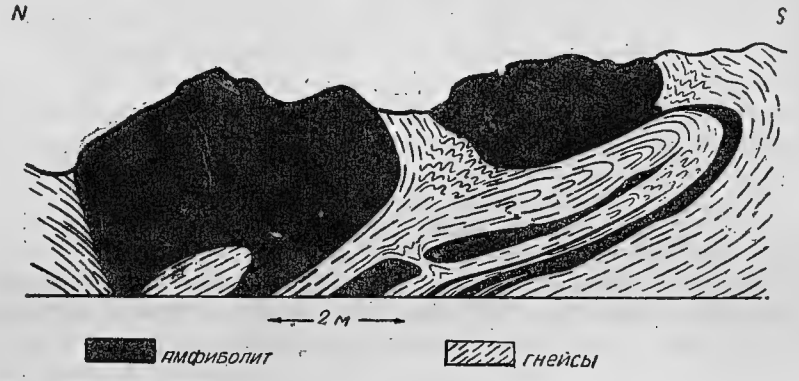


Рис. 15. Деформированные тела амфиболитов в гнейсах. Шараповская губа.

Здесь амфиболитовые тела окружены сильно гранитизированным (микроклинизированным) гнейсом, частью почти однородным, частью же дающим тонкоплойчатую текстуру течения.

В нижней части разреза на схематизированном рис. 15 наблюдается полого залегающая складка, образованная при сильных растягивающих усилиях, сопровождаемых явлениями блокировки (будинажа). Крупные, неправильной формы, тела амфиболита по всей вероятности представляют деформированные в условиях диференциального движения части основной интрузии. Текстурные и петрографические особенности характеризуют этот участок, как соответствующий очень высокой степени гранитизации. Об этом же свидетельствует и окружающая этот участок геологическая обстановка. Район побережья Кереть-Сонострова представляет один из районов интенсивной гранитизации.

Другим примером группы амфиболитовых тел, дающих в совокупности структуру диференциального движения (или течения), является участок, обнаженный на относительно высоком полуострове к югу от мыса Шарапов, представленный схематически на рис. 16. Здесь пласты линзы и блоки крупнокристаллического амфиболита также заключены в сильно гранитизированную массу гнейса, показывающую ясные признаки течения.

Оба описанные выше случая представляют примеры, когда участвуют не отдельные тела, а группы тел. Внимательное изучение взаим-

ных отношений этих тел показывает, что увеличение их количества при делении, блокировке (будинаже) происходит в процессе движения, в силу чего отдельные части единого тела в процессе движения постепенно изолируются — и расстояния между ними прогрессивно увеличиваются. При этом действенным фактором наряду с движением (течением) может быть еще в большей мере является процесс гранитизации, который также приводит к резорбции и изоляции тел. Самостоятельное значение гранитизации в процессе блокировки доказывается

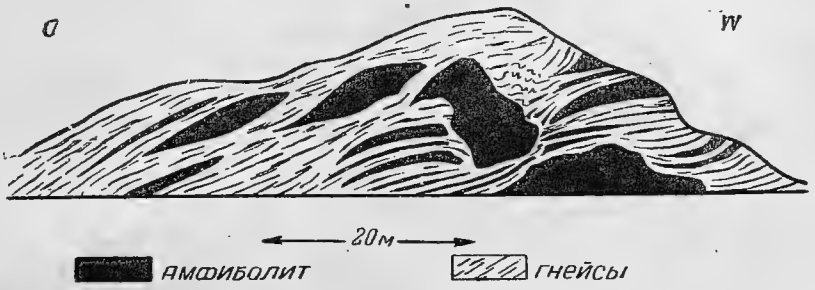


Рис. 16. Тела амфиболитов в гнейсах. Полуостров к S от мыса Шарапов.

на примерах, где не предполагается достаточных для раздробления движений. Дезинтеграция в таких случаях происходит в результате проникновения пластического пегматоидного или гранитоидного материала вдоль различных плоскостей. Примером этого может служить контакт основной интрузии с гранитизированными гнейсами на северном берегу Елового острова (рис. 17), где движение не имеет превалирующего значения. Рассматриваемый процесс дезинтеграции естественно предполагает существование ранее сплошных и значительно больших по величине тел. До процессов движения и гранитизации эти тела могли быть представлены иной породой. Исходя из того, что амфиболит во многих случаях представляет измененную основную породу, которая иногда сохраняет внутри блоков свои магматические черты, можно считать, что эти подвергнутые гранитизации и движению первичные тела представляли части интрузий основных пород. Во многих случаях при сильных движениях в условиях очень высокой степени гранитизации в результате получаются участки, насыщенные различных размеров линзами и пластами, перемежающимися с почти массивными гнейсами. Вмещающая порода при этом образует весьма сложную, запутанную текстуру течения. В этих случаях вмещающую породу можно, исходя, правда, только из текстурных признаков, показывающих текучесть, назвать гранитом. Высокую степень гранитизации характеризуют линзообразные (или рыбообразные) тела амфиболитов, и пластообразные вытянутые массы, представленные на рис. 18

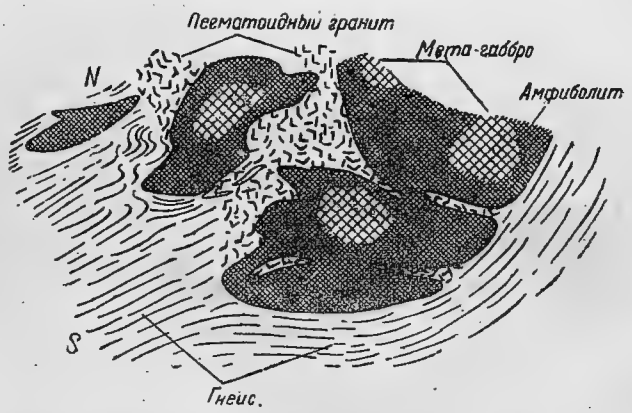


Рис. 17. Северный контакт габбро с гнейсами. Еловый о-в.

и 19. Для таких случаев особенно характерны диференциальные движения. Минеральные превращения здесь характеризуются отмеченным выше рядом превращений от мономинеральных амфиболитов до амфиболовых гнейсов. Центральные части более крупных тел могут сохранять реликты структур и состава основных пород.

Пластические деформации в толще гнейсов, содержащей тела амфиболитов, хорошо наблюдаются в обнажениях Картеш-мыса; здесь

Рис. 18. Тела амфиболитов в гнейсах. Телячий о-в, Кандалакшский район.

пластообразные и линзообразные тела амфиболита заключены в массу сильно гранитизированных гнейсов. При рассмотрении структур в этих обнажениях отчетливо устанавливается более сильная деформация гранитизированных гнейсов в сравнении с заключенными амфиболитами, тела которых повидимому представляют измененные реликтовые части основных интрузий, деформированных и амфиболизированных совместно с вмещающими их гнейсами. Наблюдаемые в обнажениях деформации и блокировка этих тел показывают, что они претерпели эти изменения в связи с гранитизацией гнейсов, которые ведут себя как еще более пластические массы, зачастую обтекая изолированные тела амфиболитов (см. структуру на прилагаемом профиле, рис. 20).

Рис. 19. Тела амфиболитов в гнейсах. Телячий о-в, Кандалакшский район.

Исследование гранитизированных гнейсов под микроскопом показывает, что они содержат местами значительное количество микроклина, который имеет точно такой же характер развития, как и в некоторых описанных выше кандалакшских микроклиновых гнейсах. Микроклин здесь также как бы пропитывает породу, составляя совместно с кварцем ее мезостатическую массу (3073-a, 3073-b).

Амфиболиты, слагающие тела, заключенные в гнейсах, во многом аналогичны тем, которые наблюдаются в контакте интрузий габбро с гнейсами. Главными минералами их являются олигоклаз-андезин и обыкновенная роговая обманка. Часто в них присутствует вторичный кварц. Некоторые амфиболиты здесь имеют своеобразно пойкилобла-

стическую структуру, с большим количеством округлых включений кварца; вероятно, эта структура образована при явлениях кварцевого метасоматоза (см. табл. II, фиг. 8).

Линзообразные и округлые тела, включенные в гнейсы, наблюдаются также и во многих других местах. Так, в обнажении 3035 на южном берегу Кивгубы в 1 *км* от наволока в сильно микроклинизированных гнейсах наблюдаются линзоподобные тела амфиболита, вокруг которых гнейс дает текстуру обтекания. Образец амфиболита, взятый в центре такого тела, показывает состав из следующих минералов: обыкновенная роговая обманка, эпидот, плагиоклаз, диопсид-геденбергит, кварц и титанит (3077). Структура этой породы является сложной. Пироксен встречается в виде сравнительно редких реликтовых зерен, частью замещенных амфиболитом. Позднейшими минералами являются плагиоклаз и кварц. Последний минерал присутствует в небольшом количестве. Эпидот принадлежит к более ранним образованиям, чем плагиоклаз. Очень часто наблюдается проникновение плагиоклаза в промежутки между зернами эпидота и амфибола. По отношению к амфиболу очень часто наблюдается кородирующее действие плагиоклаза. Благодаря развитию плагиоклаза в промежутках между амфиболом и эпидотом, структура породы напоминает друзитовую, реакционным минералом которой является плагиоклаз, зачастую совершенно изолирующий зерна эпидота.

Рис. 20. Вертикальный разрез. Тела амфиболитов в гнейсах. Картеш-мыс, Чупинский район.

КОНТАКТЫ ИНТРУЗИЙ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Еще со времени подробного минералогического описания Беломорского побережья Е. С. Федоровым (39) всем исследователям северной Карелии известно превращение габброидных пород в контакте их с гнейсами в амфиболиты. Это превращение выражается в образовании более или менее мощной зоны амфиболита, окружающей со всех сторон интрузивные тела основных пород. Амфиболиты, часто представленные гранатовыми разностями, всегда обнаруживают постепенный переход в метаморфизованное габбро, показывая таким образом свою генетическую связь с этими породами.

Мощность зон амфиболита в контакте габброидных пород с гнейсами по нашим наблюдениям значительно варьирует. В обычных случаях она колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Появление амфиболитовых зон связано не только с контактами габброидных пород с гнейсами, но также и с контактами секущих эти основные породы аплитов. Хотя амфиболитовые зоны, как нами также наблюдалось в нескольких случаях, появляются в контакте с аплитовыми жилами, однако в большинстве случаев и, как ниже будет показано на типичных примерах, амфиболиты наблюдаются и вне какой-либо тесной связи с аплитами. Таковыми являются амфиболиты контактов с гнейсами. При внимательном изучении этих контактов они оказываются интересными не только в отношении генезиса амфиболитов, но также в отношении разбора некоторых общих явлений метаморфизма.

По нашим данным амфиболиты, образованные в контакте интрузий основных пород, возникли при метаморфизме в условиях действия мигматизирующих растворов, богатых подвижными элементами, главным образом калием. При этом главная роль в превращении основных пород в амфиболиты придается мигрирующим растворам, вызывающим метасоматические явления преимущественно в контактах различных пород.

О характере превращений в контактах основных пород можно судить по типичным контактам, изученным на островах Малый Кукин и Буричек. Попутно с приведенным ниже их описанием дана интерпретация всех сопутствующих явлений. Прежде чем перейти к этому описанию необходимо дать некоторые общие положения.

Амфиболиты, образованные в контакте основных пород с гнейсами и более молодыми гранитами и пегматитами, в огромном большинстве случаев не отличаются по структуре и составу от таких же пород, залегающих в форме пластов в гнейсовой толще. Они также представлены различными мономинеральными и плагиоклазовыми разностями с гранобластической, пойкилобластической и редко порфиробластической структурой. Главным минералом этих пород является обыкновенная роговая обманка, имеющая типичные константы. Только в одном случае, именно в контакте основных пород с пегматитовой жилой месторождения Самойлович, был встречен в амфиболите требующий специального внимания амфибол, константы которого значительно отклоняются от констант обыкновенной роговой обманки.

В югозападном зальбанде пегматитовой жилы Амбарной губы был взят образец (3187) диопсидового амфиболита. Для амфибола при измерении на Федоровском столике получены следующие константы: максимальный наклон $N_g \wedge [001] = 14°, 17°$; отклонение оси N_g от плоскости $(010) = 6°, 13°$; измерения $2V$ дали величины $-56°(+)$ и $-52°(\ddagger)$ $N_g - N_p = 0{,}023$. Плеохроизм по N_g — зеленый со слабым изумрудным оттенком, по N_m — зеленый и по N_p — розовато-желтый. Из приведенных констант характерен сравнительно малый угол оптических осей и триклинный характер ориентировки. Все оптические свойства в совокупности указывают на специфический характер амфибола, аналогов которого нами не найдено.

Контакт габбро с гнейсами на о-ве Малый Кукин в губе Канда

Краткое описание во многих отношениях замечательного контакта габбро с гнейсами на о-ве Малый Кукин уже было дано ранее [см. 34, стр. 29—30], но вследствие схематизированного описания (половина страницы и 2 рисунка) не удалось ранее дать детальный разбор всех связанных с контактом явлений.

Контакт амфиболизированного габбро обнажен в западной части о-ва и имеет почти вертикальное положение при общем направлении, близком к меридиональному [см. 34, стр. 30, рис. 5 и 6]. Поверхность контакта в почти горизонтальном сечении дает своеобразную складчатую форму и, как изображено на указанных рисунках, для нее характерны острые складки гнейса, вдающиеся в амфиболит.

От контакта внутрь интрузии происходит изменение габбро и эта измененная зона, мощность которой около 25 *м*, представлена мономинеральными, полевошпатовыми, гранатовыми и скаполитовыми амфиболитами. Структура этой зоны грубополосчатая и переходы пород постепенны.

Петрографически породы этой зоны характеризуются следующим.

Наименее измененной породой является метаморфизованное габбро, в составе которого существенное участие принимает гранат, развивающийся как и амфибол на границах зерен пироксена (диопсида) и плагиоклаза. Образующаяся при этом друзитовая структура в данном случае несомненно возникла при метаморфизме. Эта порода в сторону контакта с гнейсами претерпевает следующие изменения: диопсид амфиболизируется нацело или почти нацело, плагиоклаз становится более кислым (от № 55 до № 26 в приконтактовой породе и даже до № 4 в краевой части этих зерен) и структура породы из друзитовой в габбро становится гранобластической. В некоторых промежуточных зонах наблюдается значительное обогащение гранатом (3696—3699, 4650—4654). В плагиоклазах в часто наблюдаемых случаях зональности всегда ядро является более основным. Амфиболизация пироксена не идет параллельно с образованием граната; в некоторых породах (4655) гранат и моноклинный пироксен составляют около 70—80%.

Приведенные данные показывают привнос и частью вероятно внутреннее перераспределение материала. Подвижными при этих явлениях были составные части кварца, плагиоклаза и в меньшей степени амфибола. В некоторых породах особенно хорошо проявлены процессы последовательной резорбции; так в шлифе 3697 диопсидовый пироксен является наиболее сильно резорбированным минералом и, судя по сложным контурам его зерен, замещен частью амфиболом, который в свою очередь (позднее) корродирован плагиоклазом и еще позже кварцем (см. фиг. 9, табл. II).

В пределах почти всей мощности контактной зоны, а особенно в более близких к контакту амфиболитах встречаются различной, но обычно небольшой (несколько сантиметров) мощности ветвистые гранитовидные жилки. Как количество, так и мощность жилок в сторону габбро постепенно уменьшается. В большинстве случаев группы (кусты) жилок располагаются как бы изолированно, без видимых соединений; особенно это хорошо видно на отдельных жилках вблизи малоизмененного габбро, в которых наблюдается стремление к ориентировке в одном направлении (рис. 21). Это же замечается также и в зоне их наиболее густого расположения, но здесь они имеют гораздо более сложный характер (рис. 22).

С целью изучения состава и генезиса жилок вкрест простирания зоны мощностью около 10 *м* взята серия шлифов 4656—4662, которая показала постоянство их состава. Главными составляющими их являются кварц и плагиоклаз. Произведенные определения показали колебания в составе плагиоклаза от № 27 до № 30. Некоторые шлифы, благодаря хорошо наблюдаемым явлениям замещения (3581), отчетливо показывают, что эти жилки образованы путем метасоматоза; в пользу этого говорит также их сложный ветвистый характер, а упомянутое стремление к ориентировке в одном направлении объясняется вероятно тем, что явления метасоматоза наиболее полно протекали в местах облегченного движения растворов — именно вдоль ранее существовавших и позднее залеченных трещин. Отмеченный изолированный характер жилок является кажущимся, поскольку такие же явления метасоматоза, но в меньшей степени своего проявления, установлены для породы, вмещающей жилки именно для полевошпатового амфиболита.

Образование в результате этих явлений метасоматоза мигматита (рис. 22) связано с привносом материала (вероятно постоянного состава) со стороны гнейсов. Помимо движения материала со стороны гнейсов и вероятно сопутствующего выноса вещества, составляющего цветные минералы, в рассматриваемом контактовом мигматите проис-

ходили также некоторые более поздние внутренние перемещения, которым следует приписать образование богатых темными минералами (амфиболом) каемок, окружающих жилки (рис. 22). Возникновение этих каемок вероятно связано с процессами аналогичными метаморфической диференциации (P. Eskola 2) и являющимися карди-

Рис. 21. Кварцево-плагиоклазовые жилки в габбро-амфиболитах в контакте с гнейсами. Малый Кукин о-в.

Рис. 22. Кварцево-плагиоклазовые жилы в габбро-амфиболите. Заметна тенденция к ориентировке в двух направлениях. Вокруг жил более темные окаймления. Малый Кукин о-в.

нально отличными от процессов гранитизации, в общем случае приводящих к постепенным переходам и сглаживанию контактов, в то время как метаморфическая диференциация приводит к увеличению контрастности.

При рассмотрении поверхности непосредственного контакта легко отмечается характерная его особенность, именно несоответственный

(incongruous) характер складчатости, при котором гнейсы образуют острые формы складок, вдающихся в амфиболит, в то время как амфиболиты дают округлые формы, разделенные как бы втекающими гнейсами. Ссылаясь на интересную работу Holmquist'a об относительной пластичности пород (5), отметим, что настоящий случай представляет типичный пример деформации пород с различной пластичностью. Более пластическими, образующими узкие формы складок, являются гнейсы. Такой вывод согласуется с лейкократовым характером гнейсов, которые в силу этого имеют большую способность к подвижному поведению. Пластическое поведение гнейсов объясняется присутствием в них в период деформации подвижного гранитизирующего материала, являющегося причиной широкого развития в контактовой зоне метасоматических явлений, выраженных, например, в образовании пегматоидных жил в замках складок в амфиболите [см. (34), стр. 30, рис. 5 и 6] или же в описанных выше жилках внутри амфиболитовой зоны (рис. 22).

Наряду с замещением, которое, судя по распределению жилок, было приурочено к местам наиболее легкого проникновения растворов (например замки складок), происходило, вероятно, частично и заполнение пространств, образующихся при явлениях растяжения. Последнее явление демонстрируется рис. 23, показывающим блокированный пласт амфиболита в приконтактовом гнейсе. Этот участок выражает тот тип структуры будинажа, который характеризуется отсутствием полной правильности в развитии.

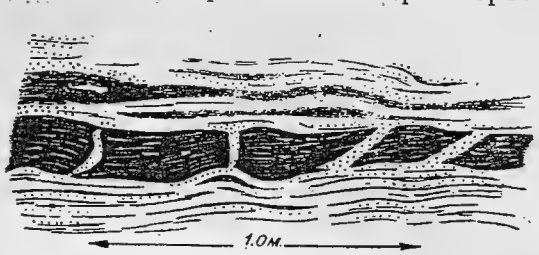


Рис. 23. Блокированный пласт амфиболита в гнейсах, прилегающих к контакту с габбро. Малый Кукин о-в.

Благодаря весьма интересным работам Holmquist'a **(5, 6, 7)** и последующим дополнениям и обобщениям Wegmann'a **(12, 13)** установлена некоторая распространенность в докембрии Фенноскандии структур морфологически и генетически сходных со структурами boudinage.

Holmquist'ом в указанных выше работах было обращено внимание на особое значение в образовании структур неодинаковой пластичности пород, подвергнутых деформации. В известных классических случаях образование структур boudinage сопровождалось образованием кварцевых жилок, выполняющих участки разрыва — промежутки между будинами. Формирование структур boudinage согласно упомянутым авторам, происходило при действии сдавливания и растяжения, вызывающих блокировку твердых слоев при движении с образованием в типичных случаях боченкообразных форм.

Контакт Малого Кукина о-ва отличается по сравнению с типичными случаями некоторыми своеобразными чертами: 1) контакт в целом изображает одностороннюю форму будинажа, характеризуемую, с одной стороны, более твердой массой габбро-амфиболита, а с другой — более пластической массой гнейса; 2) вся приконтактовая зона характеризуется повсеместным, но неравномерным развитием метасоматических явлений; образование пегматоидного характера жил идет на счет вмещающей породы и связано с участками наиболее легкого проникновения метасоматических растворов; 3) соответственно с различными степенями гранитизации внутри габбро-амфиболитовой зоны

и во всей зоне в целом формы будинажа различны — в отдалении от контакта структура проявляется только в образовании метасоматических жилок, в самом контакте структура, кроме того, проявляется в несоответственной [incongruous — Holmquist (5)] складчатости, а на стороне гнейсов структура предполагает одновременно с сильнейшим проявлением гранитизации диференциальные движения.

Из перечисленных главнейших черт выясняется полная сопряженность и зависимость форм структуры от явлений метасоматоза, от степени гранитизации, что допускает в других случаях делать заключение о степени гранитизации по наблюдаемым формам будинажа. Вместе с тем установление многочисленных градаций среди форм и типов будинажа позволит вероятно в будущем распространить этот термин на генетически сходные структуры высокой степени гранитизации, теряющие морфологические черты, типичные для классического будинажа.

Контакт основных пород с мигматитами на о-ве Буричек (Кандалакшский залив)

Помимо стратиграфического интереса взаимоотношения пород на о-ве Буричек представляет также интерес с точки зрения выяснения масштаба и характера так называемого регионального метаморфизма. Здесь обнажается контакт габбро-норитовой интрузии с гнейсами. В некоторых участках контакта гнейсы залегают параллельно контактной поверхности, в других наблюдается явно секущая форма контакта. Там, где контакт проходит косо по отношению к сланцеватости в гнейсах, он также рассекает мелкие микроклинсодержащие пегматоидные жилы, идущие параллельно, а частью косо к сланцеватости в гнейсах (рис. 24). Этот факт может быть использован для заключения о том, что мигматизация гнейсов предшествовала интрузии габбро-норита.

Рис. 24. Несогласный контакт габбро-норитового порфирита с гнейсами. В гнейсах жилы пегматита (косая штриховка). О-в Буричек.

Пегматоидные, содержащие микроклин жилы в упомянутом несогласном контакте обрываются в месте соприкосновения с габбро, не продолжаясь внутрь этого массива. Наряду с этим явлением в этом же массиве наблюдаются пегматитовые жилы, внедряющиеся в габбровый массив и, поскольку можно судить по изменениям, активно на него действующим, такое неодинаковое поведение различных пегматитовых жил повидимому, объясняется их различным возрастом. В связи с внедрением более молодого пегматита находится изменение самого габбро в контактах (5029—5034 и 5040—5050).

Интрузия габбро-норита в частью секущих контактах с северо-восточной стороны характеризуется развитием амфиболитов, образованных путем полной или частичной перекристаллизации порфиритов и мелкозернистых габбро-норитов. Мелкозернистые породы контакта отчетливо показывают сохранившуюся зону охлаждения, частью измененную только амфиболизацией (энстатит-порфириты 5046, мелкозернистые нориты 5047, 5048).

Рис. 25. Контакт габбро-амфиболита с активизированными гнейсами. Блокировка амфиболита в контакте. О-в Буричек.

Рис. 26. Гранитизированные блоки амфиболита в контакте с габбро-амфиболитом. О-в Буричек.

Интересно, что на расстоянии только в несколько десятков метров с северозападной стороны интрузии характер контактных изменений существенно иной. Здесь на протяжении всего 1—1,5 *м* нормальный среднезернистый габбро-норит изменяется в крупнокристаллический амфиболит, который постепенно, путем распадения на блоки и развития параллельной текстуры, переходит сначала в амфиболовый и затем в биотитовый гнейс. При этом образуются участки, морфологически сходные с эруптивной брекчией. Исключительно демонстративная гранитизация в этой части контакта с образованием всех постепенных переходов от габбро-норита (друзита) до обычного биотитового гнейса проходит здесь при активном участии пегматита, связанного с явно более молодым периодом гранитизации (рис. 25—26).

Из изложенного материала можно сделать следующие главные заключения.

1) Интрузия габбро-норита по времени находится в промежутке между двумя периодами гранитизации, причем, как для первого, так и для второго характерно образование микроклиновых пегматоидов. Для обоих периодов гранитизации характерно образование смешанных пород (мигматитов).

2) Резко-локальный характер активной мигматизации во втором периоде отмечается интенсивным взаимодействием пород в очень небольшом расстоянии от мало-измененного, только амфиболизированного контакта.

3) Судя по сохранности контакта, мигматизация второго периода проходила или в спокойных условиях, или в условиях диференциальных движений с небольшими смещениями.

4) Мелкозернистые габбро-нориты и порфириты в сохранившемся контакте свидетельствуют о гипабиссальных условиях между периодами гранитизации.

Контакты габбро-норита с гнейсами на о-ве Большом Еловом

Основные интрузии Большого Елового о-ва интересны тем, что в связи с их образованием находятся наблюдаемые здесь явления плавления и гибридизации. В дополнение к уже опубликованному ранее краткому указанию [см. (32), стр. 95—96] ниже даны некоторые существенные подробности, не приведенные из-за краткости изложения в упомянутом обзоре.

В плане интрузия габбро-норита имеет подковообразную форму с выпуклостью, обращенной к северо-востоку. Контакты с вмещающими сильно гранитизированными и интенсивно складчатыми (рис. 27) гнейсами являются частью согласными, частью же несомненно секущими. С восточной стороны интрузии, вмещающие гнейсы мигматиты, рассечены дайкой-апофизом. В южном контакте габбро-норит заключает ксенолиты гнейса. В контактах порода амфиболизирована. Особенно мощные контактные зоны амфиболитов наблюдаются в северной части интрузии, где основные породы образуют мигматиты с более молодыми пегматитами и гранитами.

Наименее измененный тип породы представлен диопсид-гиперстеновым габбро-норитом с кварцево-ортоклазовым гранофиром в промежутках между кристаллами лабрадора и пироксена. Кроме этих главных минералов, порода содержит небольшое количество обыкновенной роговой обманки, образующейся вокруг зерен пироксена, биотита и граната. Последний минерал образует агрегаты мелких зерен, окружающие пироксен (2505, 5169). Структура породы несколько нарушена вторичными изменениями, к которым следует отнести: 1) превращение ромбического пироксена в моноклинный (ядра гиперстена

в диопсиде); 2) альбитизацию плагиоклаза (в ядре лабрадор № 65, в оболочке № 40, а в некоторых шлифах почти до № 20); 3) амфиболизацию пироксена; 4) образование граната.

Вмещающей интрузию габбро-норита породой является биотитовый гнейс, содержащий очень тонкие прожилки микроклина. Чаще он представлен настолько однородной разностью, что при полевом исследовании легко можно принять ее за гранит (2503, 5172). Внутри габбро-норитовой интрузии заключены шлирообразные тела лейкократовой породы (5173), замечательной своим высоким содержанием ортоклазового полевого шпата. Господствующими минералами здесь являются полевые шпаты. Кроме них порода содержит диопсидовый пироксен, гранат, роговую обманку, биотит и кварц. Резко-зональные

Рис. 27. Шуерецкий район. Интенсивно складчатые гнейсы, вмещающие интрузию габбро-норита. Оси складок ориентированы вертикально. Большой Еловый о-в.

плагиоклазы заключены в гранофировую основную массу из калиевого полевого шпата и кварца.

Для калиевого полевого шпата получены следующие координаты для $\perp$ (001):

$N_g = 88°$	90	88
$N_m = 7°$	4	6
$N_g = 82°$	86	85

В некоторых кристаллах хорошо выраженная спайность по (201) дает координаты полюса: $N_g = 89°$, $N_m = 75°$, $N_p = 15°$. $2V$ дает несвойственную ортоклазу низкую величину = —58° (‡).

Плагиоклаз в этой же породе представлен лабрадором сильно альбитизированным в краевой части кристаллов. Координаты полюса спайности по (001) дают следующие величины: 1) для ядра $N_g = 61°$; $N_m = 33°$, $N_p = 77°$, что соответствует № 46,[1] 2) для оболочки $N_g = 75°$;

[1] Определенное в этом случае $2V = 73°$ (‡).

$N_m = 16°$; $N_p = 84°$, что соответствует № 30. Несмотря на то, что структура породы нарушена образованием вторичных минералов, она все же сохраняет некоторые первичные элементы. Гранофировая масса кварца и калиевого полевого шпата распределена в промежутках между частью резорбированными крупными кристаллами основного плагиоклаза.

Встреченные в габбро-норите мелкие жилки лейкократовой породы имеют большое сходство в составе с описанными выше шлирообразными участками. Здесь также встречается в значительном количестве калиевый полевой шпат, который имеет константы, показывающие его моноклинный характер, и дает малый угол оптических осей. Измерения его показали следующие координаты для полюса спайности по (001):

$$\left.\begin{array}{lll} N_g = 89° & 90 & 89 \\ N_m = 9° & 10 & 1 \\ N_p = 81° & 80 & 90 \end{array}\right\} 2V = -48(\pm);\ -62(+);\ -58(+)$$

Все измерения получены в различных кристаллах одного шлифа — 5171-а.

Порода содержит значительное количество плагиоклаза и граната и редкие мелкие зерна пироксена и амфибола. Калиевый полевой шпат совместно с кварцем образует микропегматит, окружающий кристаллы плагиоклаза (см. фиг. 10, табл. II).

Калиевый полевой шпат в гранофировом срастании с кварцем встречен во всех образцах габбро-норита; количество его явно увеличено вблизи лейкократовых шлирообразных участков и вблизи измененных ксенолитов гнейса.

Габбро-норит, кроме гиперстена содержит еще моноклинный бледнозеленый диопсидовый пироксен, который образуется частью по ромбическому пироксену. В некоторых образцах (5176) диопсидовый пироксен по очень тонким трещинкам в виде цепочек проникает внутрь кристаллов плагиоклаза, альбитизированных вдоль этих трещин.

В югозападном контакте габбро-норитовой интрузии Большого Елового о-ва встречены ксенолиты гнейсов диаметром 1—3 *м*: Ксенолиты очень сильно изменены и представлены псевдопорфировой породой, образованной в результате диференциального плавления гнейса, повидимому, при участии реакций взаимного обмена веществом между ксенолитами и вмещающей породой.

Порода центральной части одного из таких ксенолитов имеет порфировую структуру и во многом напоминает кварцевый порфир. Крупные зерна кварца и олигоклаза здесь заключены в очень тонкозернистую основную массу, содержащую помимо кварца и олигоклаза также микроклин, биотит, роговую обманку и гранат. Большие зерна кварца и плагиоклаза показывают явления резорбции и иногда окружены оболочками исключительно тонкозернистых агрегатов мирмекитообразной структуры, состоящих из кварца, плагиоклаза и микроклина. Некоторые зерна плагиоклаза с краев, а иногда также и внутри замещены калиевым полевым шпатом, образующим антипертитовые вростки (5180, 5181, фиг. 11, табл. II). Такие псевдопорфиры сходны с контактовыми породами о-ва Охлябинина в Поньгомском районе, образованными при явлениях плавления мигматитов при воздействии на них габбро-норитов.

В наружной зоне ксенолитов количество «вкрапленников» значительно больше; они также частью резорбированы и окружены тонкозернистой массой с мирмекитообразной структурой и содержащей микроклин (5179, 5178).

Примыкающий к ксенолиту габбро-норит сильно изменен; он содержит большое количество тонкозернистой кварцево-микроклиновой массы, резорбирующей кристаллы плагиоклаза и имеющей гранофироподобную структуру. Плагиоклаз здесь резко зональный, с сильно альбитизированной оболочкой и имеет тонкое запыление, пироксен представлен вторичным бледнозеленым диопсидом; в значительном количестве присутствует амфибол и гранат.

Интрузия габбро-норита в северном контакте сильно амфиболизирована и мигматизирована. Мигматизация проявляется здесь в образовании агматитоподобных участков, наглядно демонстрирующих наличие более молодых, чем габбро-норит, гранитов и пегматитов. Южная часть интрузии также подвержена влиянию более молодых кислых пород. В восточном контакте это хорошо проявляется на дайке мелкозернистого амфиболизированного габбро-порфирита, секущей гнейсы и отходящей от главной интрузии. Дайка на своем протяжении мигматизируется и при этом блокируется. В связи с влиянием молодой кислой интрузии в гнейсах наблюдаются гранитные жилы (5174), секущие жилы первой стадии мигматизации.

Такие же соотношения, подтверждающие существование второго периода мигматизации, демонстративно представлены на малом островке к югу от Большого Елового о-ва, где секущая гнейсы дайка амфиболизированного порфирита мигматизируется микроклиновым гранитом и при этом распадается на изолированные блоки (5187, 5188).

Внутри неизмененного габбро также наблюдаются пересекающие друг друга жилы тонкозернистого аплита и микрогранита (5182, 5184), которые однако необязательно могут быть связаны с позднейшим периодом гранитизации и мигматизации, а могли возникнуть путем инъекции расплавленных гнейсов во время или же несколько позже интрузии габбро-норита.

Приведенный материал еще более отчетливо показывает, что основные породы слагают гипабиссальные интрузии, характеризующиеся всеми особенностями интрузий неглубокой зоны.

На разобранном материале повторно подтверждается приуроченность интрузий к периоду между двумя эпохами гранитизации, из которых последняя проявляется в мигматизации только некоторых частей интрузии и имеет таким образом весьма локальный характер.

Рассматриваемые здесь явления гибридизации и регенерации (палингенеза) имеют много общего с кратко рассмотренными нами (53) и более подробно описанными Л. А. Косым (15) явлениями регенерации в контакте габбро-норита на о-ве Охлябинине в Куземо-Поньгомском районе. Первое описание подобных явлений было сделано для Кольского полуострова А. А. Полкановым (25).

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Петрографическая характеристика

Основные породы характеризуются большой распространенностью в Западном Беломорье. Их присутствие здесь констатировано на протяжении всей полосы, сложенной архейскими образованиями. Наиболее часто интрузивные тела, сложенные основными породами, встречаются в северной части побережья. Большинство интрузивных тел имеет в диаметре не более 0,5—1 *км*. Все основные породы побережья являются более молодыми в отношении к гнейсовому комплексу; большинство их относится к верхнему архею и предшествует молодому архейскому граниту.

На основании старых исследований (28, 38, 39, 40), а также данных новых детальных съемок можно в настоящее время составить петрографическую характеристику этих пород.[1]

Нормальные неизмененные или почти неизмененные разности этих пород дают ряд от перидотитов и пироксенитов до габбро-норитов. Ультраосновные члены ряда являются мало распространенными и обычно встречаются как фации внутри тел габбро-норитов, образуя иногда и самостоятельные интрузии. Наиболее распространенными являются габбро-нориты. В неподверженных вторичным метаморфическим изменениям и в слабо метаморфизованных интрузиях удается наблюдать контактовые зоны, сложенные пироксеновыми порфиритами. В некоторых малых дайках этих пород встречены были также плагиоклазовые порфириты. Наличие сохранившихся в некоторых случаях порфиритов является надежным указанием на гинабиссальный характер интрузий.

Среди основных пород Беломорья особенно редкими являются а н о р т о з и т ы. Они впервые были встречены нами в 1935 г. в Кандалакшском заливе на о-ве Лодейном. Ниже дается их краткая характеристика.

При рассмотрении под микроскопом устанавливается, что типичная порода на 70—90% состоит из крупных, частью гранулированных, кристаллов плагиоклаза. Плагиоклаз представлен лабрадором № 59—62. Как в промежутках между кристаллами лабрадора, так и внутри них рассеяны мелкие, местами хорошо образованные ромбододекаэдры граната. В некоторых местах они группируются вокруг зерен диопсидового и более редко ромбического пироксена. Помимо отмеченных минералов, в породе в незначительном количестве присутствует титанит, биотит, хлорит. Наблюдается также присутствие в небольшом количестве мелких зерен скаполита (4983). Крупные зерна пироксена часто окаймляются оболочкой из волокнистой массы роговой обманки, которая в свою очередь окружается гранатовой каемкой.

Наряду с породой с относительно крупнозернистой структурой встречаются мелкозернистые разности с гранулитовой структурой; в них также главную массу составляет плагиоклаз — лабрадор — битовнит № 72. Плагиоклаз имеет здесь (4984_1) резко зональное строение. Определение его в гранулированной основной массе показало, что оболочки состоят из более основного плагиоклаза, чем ядро, и соответственно этому для оболочки получен № 56, а для ядра № 48. Получаемая таким образом обратная зональность, вероятно, является следствием вторичных метаморфических явлений.

Соответственно с составом эту породу следовало бы отнести к группе измененных анортозитов. Она связана постепенным переходом с габбро мезократового характера (4985), среди которого наблюдаются более мелкозернистые участки (4986). В контакте с гнейсами порода имеет сланцеватость и через переслаивание с амфиболитом постепенно переходит в гнейсы. Такой характер перехода является указанием на одновременный метаморфизм обеих пород (анортозиты, гнейсы).

Метаморфизм основных пород

При разборе метаморфизма нам удается установить закономерную связь между различными породами и наметить их определенный ряд, выражающий все изменения от почти неметаморфизованных ос-

[1] В настоящем изложении мы ограничиваемся краткой характеристикой этой группы, так как подробное петрографическое описание дано в цитированных выше работах.

новных пород к крайне измененным представителям, теряющим признаки принадлежности их к этой группе пород.

Как показывают наши наблюдения, мало измененные породы встречаются редко, и совершенно не встречаются породы, в которых нельзя найти никаких признаков изменений.

К группе наименее измененных пород относятся габбро-нориты с характерным для беломорских основных пород сильно запыленным, иногда поэтому совершенно непрозрачным, основным плагиоклазом и с реакционными радиально лучистого строения каемками из тонковолокнистого амфибола и пироксена, развитыми преимущественно на зернах оливина.

В тех разновидностях, где реакционные каемки незначительной величины и развиты только на некоторых минералах, запыление плагиоклаза наиболее сильно и в этих случаях оно широко распространяется также на пироксены. При этом являются запыленными как ромбический, так и моноклинный пироксены, но в различной степени; моноклинный пироксен в таких случаях обычно приобретает более или менее равномерную окраску — бурую или коричневую, ромбический же в типичных случаях в меньшей степени запылен и имеет зональную окраску.[1] В отношении указанных изменений следует отметить, что они могут не являться следствием метаморфизма, как все ниже описанные изменения, а могли возникнуть при автометаморфизме.

Первым заметным изменением породы описанного выше типа является исчезновение запыления. Такие породы, не отличающиеся, казалось бы, в отношении других особенностей от пород первой группы, заключают мелкие зерна граната, нарастающие на реакционные каемки из других минералов. Как показывают наблюдения, запыление в плагиоклазе всегда исчезает одновременно с появлением граната, что повидимому связано с поглощением при кристаллизации граната веществ, вызывающих запыление в плагиоклазе. Этот второй тип породы является переходным к следующему — третьему, характеризуемому уже значительными изменениями. Для пород второго типа характерно присутствие неизмененных, таких же как в первом типе, прозрачных плагиоклазов и небольшого количества граната.[2] Уже во втором типе наблюдается некоторое изменение в составе плагиоклаза, который на границах с реакционными каемками становится более кислым, вследствие чего в нем наблюдается зональное строение.

Из пород третьей группы можно выделить две разновидности: 1) содержащие значительное количество граната наряду с неизмененным или только частью измененным пироксеном и 2) содержащие измененный диопсидовый пироксен. В первой подгруппе еще можно отличать, благодаря неизменности пироксена, нориты от габбро-норитов и габбро, во второй же группе, так как пироксен является вторичным диопсидовым, это различие уничтожается. Весьма частыми в третьей группе являются породы, в которых сохранились ядра первичных пироксенов, обрастающие диопсидовым пироксеном (напр. 4922, 3713). Диопсидовый пироксен, характерный для второй подгруппы этих пород, имеет константы диопсид-геденбертита и образуется метасоматически, повидимому, как на счет моноклинного, так и ромбического пироксенов. В типичных случаях он имеет бледнозеленоватую окраску и содержит мелкие рудные точечные включения, распределенные отчасти зонально (3334, 5248). Во всех породах третьей группы присутствует в различной степени зональный плагиоклаз всегда с ядром

[1] Типичны образцы этой группы 4990, 3761, 3765, 3766, 4541, 4557, 3763, 5000, 5002.

[2] См. обр. 4997, 3623.

основного состава. Плагиоклаз, как правило, не запылен, хотя и содержит обычно включения. Гранат здесь составляет реакционные каемки на границе плагиоклаза с цветными минералами, где в этих породах часто присутствует и обыкновенная роговая обманка.[1]

Породы четвертой группы представляют наиболее измененные основные породы и при общем сходстве с породами предыдущей группы отличаются от них как по структуре, так и по минеральному составу. Плагиоклаз в них представлен чаще средними номерами (андезином) и иногда дает антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. Он представлен или крупными зернами, в очертаниях которых можно усмотреть следы первичной магматической структуры, или же неправильной формы мелкими зернами, составляющими гранобластическую массу в промежутках между зернами цветных минералов. В связи с таким новообразованным плагиоклазом в этой группе пород часто встречается кварц. Характерно также присутствие значительного количества также новообразованного биотита.[2]

Если при образовании пород предыдущих групп не во всех случаях удается установить явления привноса, то для пород последней, четвертой группы привнос является несомненным, а такие новообразованные минералы как кварц, биотит и калиевый полевой шпат свидетельствуют о существенной роли в образовании этих пород кварцевого и калиевого метасоматоза. Привнос нового материала сопровождается переформированием структуры, после чего порода постепенно теряет первичные магматические части и переходит в амфиболо-диопсидо-гранато-полевошпатовую породу, которая при последующем действии метасоматических процессов переходит в полевошпатовые амфиболиты.[3]

В редких случаях при изменении основных пород не возникает гранат. Такие породы были встречены нами в Шуерецком районе. На острове Варбар-Луда сильно амфиболизированная и несколько биотитизированная основная порода не содержит граната, но в то же время в ней отчетливо наблюдаются признаки интенсивного изменения, выраженные в новообразовании амфибола, диопсида и биотита, а также в преобразовании структуры в гранобластическую (5247).

О форме интрузий

На детально закартированных площадях Беломорского побережья обнаружено более 400 интрузивных тел основных пород, форма которых подвергалась изучению только в редких случаях. Большинство исследователей ограничивалось замечаниями о лакколитообразной форме интрузий, не подвергая при этом такие формы анализу и не пытаясь характеризовать их генезис. Первым исследователем, указавшим, на сходство интрузий с лакколитами, был Е. С. Федоров, за ним таким же образом характеризовали эти интрузии Гинзбург, Григорьев и многие другие геологи, а также и автор настоящей статьи.

Анализ известных по детальному изучению тел показывает, что сходство с лакколитообразными телами ограничивается морфологией и совершенно не распространяется на генезис интрузий.

Большинство исследованных контактов этих интрузивных тел являются согласными; однако, это только кажущееся согласие, так как при детальных наблюдениях устанавливается, что такие контакты

---

[1] К третьей группе принадлежат образцы 3585, 3334, 3367, 3713, 3831, 3690, 4981, 4987, 4988, 4922, 5002, 5007, 5248.

[2] Типичны породы четвертой группы 3642, 3731, 5018, 5198.

[3] О последующих трансформациях см. раздел „Амфиболиты".

образованы в процессе вторичного переформирования в условиях некоторой подвижности окружающих интрузии гнейсов, которые при движении «обтекают» амфиболизированные с краев и в некоторых случаях блокированные (будинированные) интрузии основных пород. Наряду с таким типом наиболее широко распространенных контактов, где первичные взаимоотношения пород затушеваны, встречаются также контакты, в которых вследствие сохранности пород ясно устанавливается первоначальное согласие (например к западу от Большого Конева о-ва, в Шуерецком районе). Известен также и первоначально несогласный тип контактов.

В настоящее время автору еще неизвестны в Беломорье такие интрузии основных пород, где можно было бы представить на основании полных наблюдений над контактами всю первоначальную форму интрузии в целом и составить представление об отношении ее к окружающим породам до периода последующей за интрузией гранитизации. Исключение составляют только молодые протерозойские дайки основных пород, закартированные в Куземо-Поньгомском районе

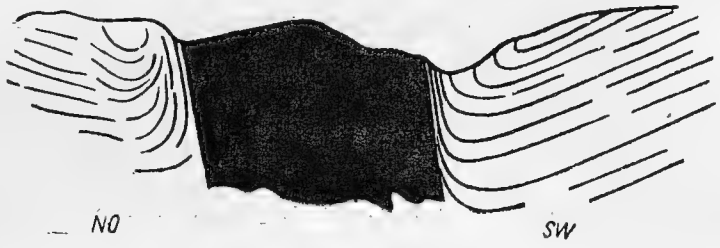


Рис. 28. Дайка габбро-амфиболита с согласными с гнейсами контактами. Материк к SO от о-ва Шарапиха.

Л. А. Косым (1935 г.). Дайки среди древних основных пород Северного Беломорья являются повидимому распространенной формой, однако они все метаморфизованы и деформированы совместно с гнейсами. В результате позднейших деформаций получаются согласные формы, среди которых можно найти формы, близкие к дайкам, как например изображенная на рис. 28.

В тех случаях, когда окружающие массы гнейсов являются сильно гранитизированными, кроме деформации гнейсов в контактах с дайками, наблюдаются такие деформации самих даек, которые чаще всего выражаются в их блокировании. Примером таких изменений могут служить блокированные дайки на Малом о-ве в 1 *км* к NO от Рав-Луды, где такая дайка амфиболита, будучи частью блокирована и превращена в гнейс, сохраняет в некоторых реликтовых участках несогласный контакт с гнейсом, отмечающий его рвущий характер. Надо полагать, что малые интрузии при такого рода изменениях редко сохраняют свой несогласный характер, что может привести к неправильному заключению об их конкордантности.

ГРАНОДИОРИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ ПОНЬГОМ-ОСТРОВА

В настоящей главе дано описание своеобразного комплекса пород, имеющего очень ограниченное распространение в Беломорье. Породы эти встречены только в Куземо-Поньгомском районе на очень небольших площадях. Настоящее описание относится к детально изученному острову, имеющему длину около 2 *км*.

Краткий обзор этих пород и связанных с их генезисом явлений диференциального анатексиса уже был сделан ранее в путеводителе

Северной экскурсии Международного геологического конгресса в связи с предполагавшимся посещением этого о-ва участниками экскурсии (33). Однако, в указанном обзоре петрология этого участка, ввиду краткого изложения, была дана в схематизированном виде, а так как развитые на о-ве породы и их взаимоотношения представляют большой интерес, то является желательным дать им более подробную петрологическую характеристику.

В комплекс Поньгом-острова входят следующие породы: граниты, гранодиориты, жильные пегматит-аплиты и метаморфизованные основные породы, слагающие деформированные дайки.

Характерным для Поньгом-острова является распространенность разнообразных гранодиоритов, составляющих чарнокитовую серию, представленную здесь гиперстено-диопсидовыми, диопсидовыми и амфиболовыми разностями. Породы этого гранодиоритового ряда отличаются непостоянством в количественном содержании ортоклаза и цветных минералов.

Ниже дано описание типичных пород острова.

Гиперстено-диопсидовые гранодиориты

Гиперстено-диопсидовые гранодиориты, пользующиеся большим распространением на восточном и юговосточном берегах Поньгом-острова, состоят из следующих минералов: плагиоклаз-антипертит (№ 28—30), кварц, ортоклаз, диопсид, гиперстен, биотит, обыкновенная роговая обманка, апатит и магнетит.

Произведенный в шлифе № 5280 подсчет количественного состава показывает следующие данные:

	(Объемные в %)
Плагиоклаз	68,0[1]
Кварц	18,3
Ортоклаз	7,5
Диопсид	2,7
Гиперстен	0,8
Биотит	1,3
Обыкновенная роговая обманка	0,4
Апатит	0,2
Магнетит	0,8
	100,0

Приведенные данные значительно отличаются от состава типичных чарнокитовых пород. Например, сравнительно с данными, приведенными Washington'ом для пород чарнокитовой серии Индии (11) наши породы при высоком содержании плагиоклаза отличаются пониженным количеством ортоклаза и гиперстена. В содержании минералов в этом типе гиперстенового гранодиорита могут быть значительные колебания, особенно заметные в отношении ортоклаза, который иногда даже в самостоятельном виде совершенно отсутствует и наблюдается только в постоянно присутствующем антипертите. Количество кварца также неодинаково. Цветные минералы не превышают 10% объема породы. Макроскопически этот тип гиперстенового гранодиорита характеризуется темносерым цветом. В обнажениях он обычно показывает массивную, однородную текстуру с равномернозернистым строением. Под микроскопом обнаруживается гранобластическая структура, которая несколько меняется в зависи-

[1] Соответствует объемному содержанию плагиоклаза с 28% *An* совместно с присутствующими везде антипертитовыми вростками ортоклаза. Пересчет произведен комбинированным методом: для минералов с большим содержанием с помощью столика Шэнда, а для остальных минералов—с помощью планиметрического окуляра.

мости от своеобразного развития ортоклаза, для которого характерно образование в форме очень тонких, зачастую видимых только при сильных увеличениях прожилок, разделяющих зерна кварца, плагиоклаза и других минералов. Расширение этих тонких жилочек, как можно в этом убедиться на многочисленных примерах, происходит на счет растворения, резорбции всех (исключая кварц) минералов. При сильной резорбции наблюдаются очень сложной формы зерна ортоклаза, имеющие много тонких ответвлений, которые имеют одинаковую ориентировку. Одно из таких сложных по форме зерен изображено на прилагаемой зарисовке, на которой также отчетливо видны характерные округлые изгибы контуров, отмечающие явления резорбции (рис. 29).

Те же явления резорбции отмечаются также и в моноклинном и ромбическом пироксенах, по отношению к которым роль резорбирующего минерала играет не только ортоклаз, но и плагиоклаз. При такой резорбции более крупные кристаллы пироксена иногда разделяются на несколько мелких, неправильных по форме зерен. Такие отделенные части кристаллов бывают удалены друг от друга на относительно большие расстояния и при этом сохраняют одинаковую ориентировку. Это указывает с одной стороны на то, что первоначально кристаллы пироксена имели значительную величину и с другой стороны на то, что явления резорбции (гранитизации) протекали в спокойных условиях, когда отсутствовали дифференциальные движения, что в свою очередь предполагает малоподвижную среду или перекристаллизацию в почти твердом состоянии. Такие условия соответствуют также и другим наблюдениям в этих породах (см. ниже).

Рис. 29. Гиперстено-диопсидовый гранодиорит. Ортоклаз (черный), резорбирующий плагиоклаз (белый). Кварц обозначен буквой *Q*. Обр. 5280. Поньгом-о-в.

Типичный случай такой резорбции изображен на рис. 30, где отчетливо видно, что формы, образованные в результате резорбции, выполнены главным образом плагиоклазом и в меньшей мере кварцем. Характерно также более позднее образование ортоклаза в промежутках между зернами других минералов. Из рисунка также видно, что кристалл диопсида сохранился только в незначительной части и представлен уже отделенными изолированными реликтами. Из взаимоотношений ортоклаза с другими минералами очевидно, что он является наиболее поздним, в связи с чем представляется особо интересным рассмотреть генезис распространенных в этих породах антипертитовых прорастаний. Детальное рассмотрение структуры антипертитов показывает, что вростки ортоклаза развиваются преимущественно по направлениям спайности и в сечениях дают полоски и веретенообразные, червеобразные и точечные формы. Часто хорошо заметно расположение точечных включений ортоклаза в цепочках параллельно следам спайности. Распределение включений не везде равномерно; они, как правило, наиболее густо распределены вокруг

индивидуализированных выделений ортоклаза в промежутках между зернами. Из этих наблюдений можно вывести предположение о вторичном образовании ортоклаза в этих вростках при явлениях пропитывания породы калийсодержащим веществом и замещения плагиоклаза вдоль наиболее доступных для движения растворов направлений спайности плагиоклазов. В связи с этим нет никакой необходимости предполагать образование антипертита в результате распада твердого раствора.

Общее процентное содержание ортоклаза вследствие повсеместного развития антипертита в большинстве случаев значительно пре-

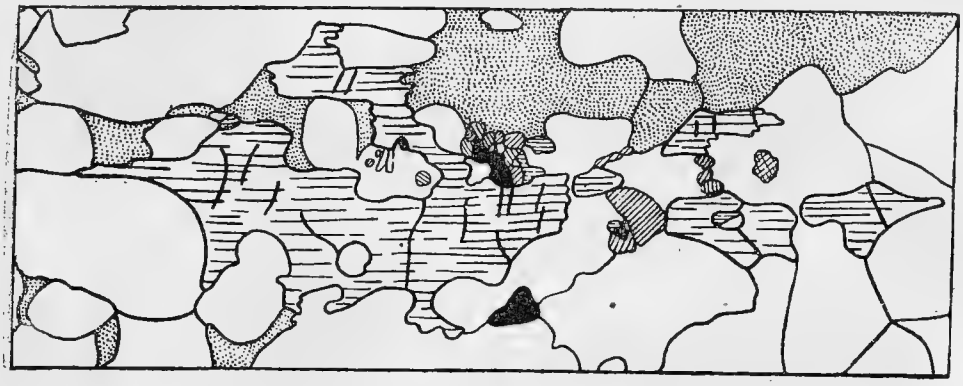


Рис. 30. Гиперстено-диопсидовый гранодиорит. Зерно диопсида, резорбированное плагиоклазом (белый) и ортоклазом (серый), (тонкая штриховка — амфибол, черное — магнетит). × 45. Поньгом-о-в.

вышает содержание ортоклаза в самостоятельном развитии. Существенное его количество следует предполагать даже в тех породах, где ортоклаз содержится только в антипертите (5282 и 4932).

К этому типу гиперстено-диопсидового гранодиорита примыкают близкие по составу породы, отличающиеся меньшим количеством пироксена (диопсида или гиперстена) и более значительными вариациями в содержании ортоклаза и других минералов (4935, 4936-а, 5283, 5289, 5312).

Биотито-роговообманковые гранодиориты

Биотито-роговообманковые гранодиориты отличаются от предыдущей группы гиперстено-диопсидовых в минеральном составе только отсутствием гиперстена и диопсида и, пожалуй, в среднем относительно бо́льшим количеством биотита и роговой обманки (4930, 4934, 5309, 5310). Для этих пород также характерны колебания в содержании ортоклаза и кварца. В структурном отношении наблюдается полное сходство с породами предыдущей группы. Заслуживает внимания наблюдаемый только в редких случаях идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату, который может служить указанием на последовательность выделения и, следовательно, на кристаллизацию, близкую к магматической.

В некоторых гранодиоритах (например 4934) в плагиоклазе и кварце наблюдается очень тонкое запыление. Особенно густое запыление наблюдается в плагиоклазе, в котором оно иногда отсутствует только в каемках. Запыляющее вещество не поддается определению.

В одном из образцов биотито-роговообманкового гранодиорита (4930) было произведено точное определение калиевого полевого

шпата. При измерении были получены следующие координаты для ⊥(001):

N_g	N_m	N_p
87°	6°	85°
88°	5°	85°

Полученные координаты близки к данным для ⊥ (001) для ортоклаза. Троекратное измерение $2V$ дало не меняющуюся величину = = — 56°. Характерна низкая величина $2V$, вероятно обусловленная высокотемпературной кристаллизацией, возможной также при повторном прогревании [1].

Плагиоклаз этих гранодиоритов, так же как в предыдущей группе, представлен № 25—28.

Близкими к описанным выше гранодиоритам являются гранатсодержащие породы (4931, 5294, 5299, 5304).

Розовый или бесцветный гранат иногда представлен здесь довольно крупными зернами, но в большинстве случаев неправильными по форме мелкозернистыми агрегатами. Среди этих пород также значительны колебания в содержании особенно цветных минералов, которые распределяются неравномерно и придают породе пятнистый характер. В этих породах амфибол, биотит и гранат резорбируются плагиоклазом и частью кварцем. Биотит в некоторых случаях повидимому образуется при взаимодействии граната с полевым шпатом (вероятно при участии продуктов привноса). Результат этого можно наблюдать на фиг. 12 табл. II (4931), где видно, как листочки биотита ориентированы радиально вокруг частью резорбированного зерна граната.

Жильные породы

Гиперстено-диопсидовые и биотито-роговообманковые гранодиориты во многих обнажениях Поньгом-острова секутся жильными породами, которые макроскопически, как правило, являются более светлыми, чем вмещающие их гранодиориты, но несмотря на отсутствие, а в некоторых случаях очень малое количество цветных минералов, все же имеют серую, иногда темносерую окраску.

Типичные жильные породы по составу близки к аплитам (4933, 5281, 5284—5286). Главными их составными частями являются плагиоклаз, ортоклаз и кварц. В некоторых из них в очень небольшом количестве встречаются амфибол, биотит, гранат и магнетит. Содержание плагиоклаза варьирует; иногда оно очень велико и тогда он явно преобладает над ортоклазом и кварцем и составляет около 60% всего объема породы (5284); в других случаях он содержится в очень незначительных количествах и тогда ортоклаз и кварц составляют более 90% породы. Состав плагиоклаза колеблется в небольших пределах от олигоклаза (5286—близкий к № 20) до олигоклаз-андезина — № 28 (5284). В некоторых породах наблюдаются очень тонкие и частые антипертитовые вростки ортоклаза (метасоматоз).

Ортоклаз в породе представлен неправильными по форме и иногда довольно большими по величине зернами, заполняющими формы коррозии в плагиоклазе и других минералах. Он иногда заключает ненацело резорбированные зерна плагиоклаза, сам же корродируется повидимому только кварцем. Во многих случаях он имеет криптопертитовую структуру.

[1] (См. Winchell, 1933, стр. 321).

Измерения дали следующие координаты для ⊥(001):

N_g	N_m	N_p
89°	9°	81°
88°	2°	88°

Приведенные координаты очень немного отклоняются от обычных для ортоклаза. Измерения $2V$ дали вполне соответствующие ортоклазу величины: —74° и —70°.

В структуре рассматриваемых пород очень редко наблюдаются следы некоторого идиоморфизма плагиоклаза по отношению к ортоклазу (4933), обычно же все составные части аллотриоморфны. Во всех породах отчетливы признаки последовательной резорбции.

Если для большинства гранодиоритов (исключая некоторые биотито-роговообманковые) можно предполагать с некоторой уверенностью, что они образованы при последовательном замещении состава и при остутствии сколько-нибудь значительных движений, то в отношении жильных образований, залегающих в форме секущих тел, это нельзя представить, поскольку они характеризуются высоким содержанием (нередко более 50%) более подвижного компонента — ортоклаза — и поскольку в них наблюдается идиоморфизм плагиоклаза.

В связи с вопросом об образовании в гранодиоритах аплитовых жил представляет интерес обнажение на восточном конце Поньгом-острова, у избы. Здесь гранатовый гранодиорит (5294, 5299) пересекается многими жилами аплита (5295, 5296) таким образом, что обособляются блоки гранодиорита несколько округлой формы. Аплит под микроскопом обнаруживает порфировидную структуру. Довольно крупные неправильной формы зерна олигоклаз-андезина с контурами, указывающими на сильную их резорбцию, заключены в основную массу того же плагиоклаза и ортоклаза с гранулитовой структурой. В порфировидных зернах образуется антипертит замещения и они очень сильно деформированы повидимому в условиях движения. Очень резкая изогнутость зерен является вероятно свидетельством пластического состояния и высокой температуры при движении (5295, 5296). Основная масса при этом вероятно была вполне подвижна.

На восточных берегах южного полуострова в нескольких обнажениях были встречены ксенолитоподобные блоки светлосерой или розоватосерой породы в более темной породе. Переходы от блоков к основной массе в некоторых случаях постепенны, но иногда довольно контрастны.

Изучение под микроскопом показывает, что светлая порода имеет состав, близкий к богатому кварцем, роговой обманкой, биотитом и иногда гранатом гранодиориту и имеет сложную структуру, образованную в результате последовательного метасоматоза (5302, 5304, 5306). Вмещающая темная порода при том же качественном составе содержит меньше кварца и микроклина и больше цветных минералов (5303, 5307). В структурном отношении она не отличается от породы заключенных блоков и это показывает, что последовательному метасоматозу подверглись обе породы.

Наблюдаемые в обнажениях формы, напоминающие эруптивную брекчию, вероятно являются реликтовыми, уцелевшими при явлениях позднейшей гранитизации. Они могут служить указанием на то, что гранодиориты, возникшие из более основных пород до приобретения структуры и состава, соответствующих их современному состоянию (до гранитизации), были интрудированы в толщу более кислых пород (вероятно гнейсов), реликты которых еще сохранили свои формы, не окончательно сглаженные процессами гранитизации.

Порфировидные граниты и гранодиориты

Порфировидные граниты и гранодиориты обнажаются на южных берегах Поньгом-острова. Более распространенным здесь является амфиболомикроклиновый гранодиорит, который в большинстве обнажений однороден и содержит равномерно распределенные вкрапленники микроклина. Основная масса этих пород состоит из обыкновенной роговой обманки, плагиоклаза (олигоклаз), кварца, граната, биотита, встречаются также мелкие зерна апатита и редко циркона (4937, 5313, 5315, 5318).

В отношении структуры эти породы отличаются от описанных выше гранодиоритов только тем, что содержат вкрапленники микроклина. Макроскопический вид этих вкрапленников создает впечатление их правильной кристаллографической формы, однако рассмотрение под микроскопом показывает, что вкрапленники никогда не ограничены прямолинейными контурами; граница их всегда извилистая и всегда показывает корродирующее действие микроклина на все окружающие минералы (4937); то же можно сказать и в отношении иногда многочисленных зерен плагиоклаза и других минералов, заключенных в микроклине, они несут следы явной резорбции и являются реликтами не нацело замещенных минералов.

Из этих наблюдений видно, что образование вкрапленников является поздним процессом, если не считать еще более позднего кварцевого метасоматоза, свидетельством которого являются тонкие жилки кварца, проникающие в микроклин (5318_1).

В генезисе этих порфировидных гранодиоритов, так же как в составе их, есть много общего со сравниваемыми с ними по возрасту породами Варбар-Луды (см. ниже).

Явления вторичного роста микроклина точно также наблюдаются и в ксенолитообразных блоках более лейкократовой породы, заключенных в порфировидном граните (5316, 5317). Эти блоки имеют тот же состав и, повидимому, тот же генезис, что и в равномернозернистых ортоклазовых гранодиоритах.

В порфировидных гранодиоритах встречаются также темные ксенолиты, порода которых представлена гранато-полевошпатовыми амфиболитами (5314, 5319).

Дайки основных пород

В различных частях острова обнаружены различной мощности дайки метаморфизованных основных пород, секущие в разных направлениях гиперстено-диопсидовые гранодиориты. Породы этих даек представлены главным образом амфиболо-полевошпатовыми и полевошпатовыми эклогитами. Типичные их представители (5293, 5311) состоят из следующих минералов: плагиоклаза, граната, моноклинного пироксена, амфибола в различных количествах, магнетита, апатита и в очень небольшом количестве кварца.

Плагиоклаз резко зональный, от № 30 в ядре до чистого олигоклаза (около № 20) в оболочке (5311): Он составляет 30—40% породы. Моноклинный пироксен представлен бледнозеленым диопсидовым пироксеном. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. В некоторых породах встречаются еще в очень небольших количествах рутил и биотит, а в некоторых случаях наряду с моноклинным пироксеном — гиперстен. Структура пород гранобластическая за исключением двух пород, где наблюдается бластопорфиритовая структура (4938, 5300); порфировидные вкрапленники представлены здесь плагиоклазом. Интересно, что в одном из реликто-

вых блоков в порфировидном гранодиорите были также отмечены следы порфиритовой структуры (5314).

Мной ранее было уже указано на то, что дайки этих основных пород подверглись диференциальному анатексису и при этом в некоторых частях блокированы и резорбированы вмещающими гранодиоритами [см. (33) стр. 115—116].

Выводы

Наиболее сходным с комплексом Поньгом-острова является комплекс пироксеновых гнейсо-диоритов из северозападной части Кольского полуострова, изученный А. А. Полкановым [см. (24) стр. 173—255]. Благодаря детальному петрографическому описанию этого комплекса и подробному разбору вопросов генезиса представляется возможность при сравнении установить черты сходства и отличия его от комплекса Поньгом-острова. Комплекс пироксеновых гнейсодиоритов Кольского полуострова распространен на несравнимо большей территории и более разнообразен. В него входят породы, весьма сходные, если не вполне аналогичные породам Поньгом-острова.

Большой интерес представляет произведенный А. А. Полкановым (24) разбор генезиса пироксеновых гнейсодиоритов, в котором автор интерпретирует свойства пород как обусловленные их магматической природой, придавая при этом большое значение явлениям автометаморфизма (стр. 173, 174, 214, 221—226, 241—255).

При этом выводе А. А. Полканов базировался главным образом на присутствии антипертитов, рассматриваемых им как образования распада и на наличии запыленного плагиоклаза, который рассматривался как признак магматической кристаллизации. Характерная для гиперстеновых диоритов Кольского полуострова кристаллобластическая структура интерпретировалась как результат резорбции, кристаллизации при движении и диференциального давления (стр. 250). Некоторую роль мигматизации А. А. Полканов допускал только при образовании пород чарнокит-мангеритовой серии.

В более поздней работе А. А. Полканов еще более определенно высказывается о магматическом генезисе гиперстеновых гнейсодиоритов (26, стр. 30—37).

Изучение пород Поньгом-острова приводит к следующим выводам в отношении их генезиса.

1. Отсутствие структур нормальных магматических пород наряду с повсеместным развитием структур резорбции, выражающих последовательный метасоматоз, указывает на то, что определяющими для генезиса пироксенсодержащих пород являются процессы метасоматоза.

2. В типичном для указанных пород ряде минералов, характеризующем последовательный метасоматоз, первыми — самыми старыми — являются ромбический и моноклинный пироксены, которые вероятно являются единственными реликтами первичной породы и повидимому указывают на ее более основной характер.

3. В отношении жильных пород и вероятно значительной части роговообманковых гранодиоритов следует признать несколько иной генезис, чем для пироксеновых пород. Не исключена вероятность их происхождения в связи с тем, что степень гранитизации пород Поньгом-острова является настолько высокой, что некоторые наиболее лейкократовые породы могут дойти до стадии анатексиса. Такие анатектиты могут приобрести полную подвижность (образование жил) и получить в результате последующей за расплавлением кристаллизации новую структуру (следы идиоморфизма плагиоклаза),

Такая интерпретация согласуется с наблюдениями над блокированными дайками основных пород, характеризующими состояние вмещающей их массы, близкое к палингенезу. Рассматривая указанные жильные образования как анатектиты, мы предполагаем значительное участие в их составе гранитизирующего материала.

4. Развитие ортоклазового полевого шпата с пониженной величиной $2V$ в тонких прожилках также как и в других породах Беломорья является указанием на существенную роль в процессах метасоматоза щелочей — и именно калия, что является характерной чертой общерегионального процесса гранитизации. Пониженная величина $2V$ у ортоклаза, наряду с редкостью нахождения следов движения, вероятно является показателем относительно спокойных и высокотемпературных условий гранитизации.

5. Наличие более древних, чем гранодиориты, мигматитов (на узком перешейке в средней части Поньгом-острова) и гранитизация секущих однородные массы гранодиоритов даек основных пород указывают на два периода гранитизации.

ГРАНИТЫ

Граниты в Западном Беломорье являются широко распространенными породами; они встречаются на протяжении всего побережья и слагают иногда площади до 10 *км* в диаметре. Более часто они встречаются в виде очень небольших тел среди гнейсов и мигматитов. Характерным для гранитных масс является отсутствие ясных и правильных ограничений. Периферические зоны гранитных масс, как правило, характеризуются сложными и постепенными переходами гранитов в гнейсы — мигматиты.

Разделение гранитов

К разделению гранитных пород Беломорья можно подойти с различных точек зрения. Наиболее простым в этом отношении подходом является разделение по петрографическим признакам. Эта группировка проводилась многими исследователями на первом этапе изучения Беломорского побережья. В большинстве случаев она сводилась к разделению на две группы микроклиновых и плагиоклазовых гранитов, которым в то же время придавалось и известное стратиграфическое значение. Исследования последних лет, проведенные на архейских площадях Карелии, убедительно показали, что петрографической группировке нельзя придавать стратиграфическое значение. В такой петрографической или типологической группировке имело известное значение также разделение гранитных пород на равнозернистые и порфировидные.

Как это отмечено в кратком геологическом очерке, провести разделение гранитных пород по возрасту представляется в настоящее время исключительно трудной задачей и для многих площадей Беломорья неразрешимой, а в тех площадях, где такое разделение проведено, различные по возрасту граниты, за небольшими исключениями, не имеют определенных специфических особенностей.

С точки зрения изучения соотношений с вмещающими породами наиболее целесообразной является группировка беломорских гранитных пород соответственно, главным образом, с текстурными признаками и только отчасти по признакам структуры и минерального состава. В этой группировке они дают последовательный ряд, непрерывно продолжающийся в серию мигматитов и связанный через посредство этих пород с гнейсами. В этом ряде массивный, однород-

ный, равномерно-зернистый и богатый микроклином гранит занимает определенное положение и выражает законченный процесс гранитизации. В большинстве случаев здесь наблюдается полное преобразование состава.

Другим типом, повидимому, является приблизительно того же состава гранит, имеющий некоторую сланцеватость, выраженную, главным образом, в параллельной ориентировке слюды.

Первые два типа являются очень мало распространенными породами и там, где они найдены, слагают небольшие по площади участки, заключенные внутри больших площадей, сложенных другими гранитами. Нам известны примеры таких пород на Сонстровской гранитной площади (Чупинский район), на Коневе о-ве (Шуерецкий район) и на Среднем Сальном острове (Кандалакшский район).

Следующим третьим типом является сланцеватый гранит, в котором цветные компоненты группируются в линзы или очень мелкие шлирообразные тела, ориентированные параллельно. Внутри таких линз минералы всегда показывают явления резорбции, свидетельствующие о незаконченном процессе гранитизации. Вместе с тем гранит в обнажениях показывает массивное строение, и там, где он сохраняет реликты полосчатой текстуры, он проявляет очень сложную мелкую складчатость или плойчатость, дающую картину течения. [1]

Третий тип хорошо представлен гранитом новой Рав-Луды, который в общей массе имеет однородный состав, но в шурфах обнаруживает направленность структуры и кучную и линзовую группировку цветных минералов. К такому же типу относятся некоторые породы Шуерецкого района и многие породы площади так называемого подужемского гранита.

Гораздо большим распространением по сравнению со всеми вышеуказанными типами пользуется тип полосчатого гранита, в котором при качественно однородном составе наблюдаются иногда значительные колебания в количественном содержании минералов (главным образом микроклина и биотита). Этот четвертый тип зачастую уже с трудом можно причислить к гранитным породам. Он распространен на значительных площадях и везде связан переходами с такими породами, принадлежность которых к мигматитам может решаться даже в поле. Полосчатые мигматиты в типичном случае характеризуются контрастностью в составе полос и дают на исследованных площадях совершенно постепенные переходы в однородные граниты, чем вызываются значительные затруднения при картировании. Именно при изучении таких переходов устанавливается, что гранитные породы выражают собой предельную степень проявления тех же процессов, которые приводят к образованию контрастнополосчатых мигматитов.

Рассмотренные четыре типа, разумеется, не выражают собой всего многообразия развитых в районе пород, они являются лишь теми основными группами, которые с точки зрения их взаимного положения и генезиса являются фациями и выражают различные степени гранитизации, установленные исследованиями внутри площадей гранитных пород.

---

[1] Текстура течения в данном случае так же как и в других не является свидетельством формирования породы в условиях ее жидкого состояния. Вероятной причиной этой текстуры надо считать деформацию в полупластическом состоянии при перекристаллизации. Возможно также, что она отображает древнюю текстуру, возникшую еще до гранитизации.

Критерии отличия гранитов от гнейсов

Невозможность во многих случаях различить граниты от мигматитов в связи с общностью их генезиса вызывает необходимость разбора критериев для определения породы как гранита.

Казалось бы, наиболее подходящим критерием является текучесть породы, которая, как правило, наиболее ясно проявляется в сильно гранитизированных породах, дающих деформации, демонстрирующие наиболее высокую подвижность. Изучая структуру беломорских гранитов, приходится констатировать, что породы эти не имеют никаких признаков кристаллизации из магмы и показывают всегда структуру, принципиально не отличающуюся от структуры гнейсов. Образование такой структуры происходило в условиях последовательного метасоматоза, при котором минеральные компоненты разновременно подвергались резорбции и перекристаллизации при участии производящих замещения растворов.

Возникновение текстур течения таким образом могло происходить в полупластических массах. Следовательно, наблюдаемая в некоторых гранитных породах текстура течения не может быть признаком существовавшего жидкого состояния масс. Если принять во внимание, что в гранитных телах текстура течения в некоторых случаях могла сохраниться как реликтовая и образование ее могло произойти еще до возникновения путем последовательного метасоматоза существующих гранитов, то станет ясно, что критерий для выделения гранитных пород по признаку наличия текстуры течения не может быть полностью использован.

Структура также, как упомянуто выше, не может служить критерием для разделения гранитов от гнейсов, так как она имеет в обеих породах одинаковые морфологические и генетические особенности, различающиеся только в степени развития. И минеральный состав также не может быть во всех случаях использован для различия гранитов от гнейсов, так как во многих случаях он одинаков.

Наиболее надежным критерием является строение. Породу массивного строения и соответствующего состава можно отнести только к гранитам.

Обобщая, можно сказать, что граниты в беломорской зоне выделяются среди гнейсов главным образом по признаку однородного строения, не отличаясь от них по другим свойствам. С генетической стороны их можно рассматривать как определенную фацию или группу фаций, выражающих определенную степень гранитизации более древних комплексов. Как породы в большинстве случаев богатые микроклином и подвергнутые весьма интенсивной гранитизации, они обнаруживают часто высокую подвижность, чем во многих случаях отличаются от гнейсов. Подвижность в некоторых сильно гранитизированных районах может быть настолько значительна, что они могут приобрести способность к инъекции. В беломорской зоне инъекционное поведение возможно ожидать только в площадях наиболее сильной гранитизации, как, например, в Соностровской площади и то, вероятно, в весьма ограниченном масштабе.

Чтобы избежать голословного изложения некоторых выводов, ниже приводится краткое описание одной из известных нам площадей сильной гранитизации, именно Соностровской.

Гранитизация Соностровского района

Степень гранитизации Соностровского района настолько велика, что здесь даже наблюдаются отдельные заключенные в мигматизированные гнейсы тела совершенно однородных гранитов. Главной мас-

сой слагающих этот участок пород являются гнейсы, для которых характерно богатство микроклином и исключительно тесное переплетение с мигматитами. Для последних характерно изобилие рассеянного пегматитового вещества, присутствующего в мелких преимущественно послойных жилках. Сам гнейс в пределах значительных участков иногда в такой степени однороден, что его легко принять за огнейсованный гранит. Он содержит часто параллельно сланцеватости полосы или пласты совершенно однородной породы, которую при макроскопическом осмотре можно назвать только гранитом. Такая порода была обнаружена в обнажениях между губой Никольской и Круглой в форме неправильного штока размером 20×15 метров, дающего дайки-апофизы. В дополнение к петрографической характеристике, данной мной ранее в 1933 г., необходимо добавить, что даже в таком граните, который заключен в окружающие гнейсы в виде штока и для которого, казалось бы, вероятно инъекционное происхождение, нет никаких признаков магматической структуры. Для него совершенно так же как для пластовых залежей распространенных здесь почти однородных гнейсов и так же как и для других гнейсов характерна одинаковая с ними структура, несколько видоизмененная в различных случаях в зависимости от различной степени проявления метасоматических процессов и соответственно с этим в известной мере и от минерального состава.

Что касается вариаций минерального состава, то они заключаются в колебаниях главным образом количественного содержания тех или иных минералов, причем эти колебания в большинстве случаев не выходят из пределов, возможных для гранитов.

Для гранитных пород Соностровского участка всегда характерно высокое содержание микроклина и сравнительно малые количества биотита и мусковита. Плагиоклаз обычно содержит 15—20% *An*. Из акцессорных минералов часто присутствует апатит и иногда ортит и рудный минерал.[1]

Химическая характеристика типичного соностровского гранита соответствует нормальному граниту, несмотря на некоторый существенный избыток глинозема.

Возрастные взаимоотношения гранитов, как уже упомянуто, могут быть установлены в Беломорье только в отдельных участках.

Для характеристики взаимоотношений гранитов ниже дается описание типичных обнажений Варбар-Луды.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД О-ВА ВАРБАР-ЛУДЫ

Произведенные в 1935 и 1936 г. исследования на о-ве Варбар-Луда позволили установить присутствие здесь дистено-гранатовых гнейсов, полимигматитов, габбро-норитов и кислых пород, относящихся к трем последовательным группам.

Описание пород

Наиболее интересна здесь молодая третья группа кислых пород, представленная порфировидными гранитами. Макроскопически они являются серыми и серовато-розовыми разностями, заключающими иногда довольно крупные (1—2 *см*) вкрапленники микроклина в мелкозернистой серой основной массе. Вкрапленники обычно имеют неправильную или несколько овоидальную форму, но, как правило,

[1] См. шлифы 3153—3177.

не имеют резких границ с основной массой. Они очень часто бывают окружены зернистым микроклином. Во многих выходах вкрапленники заменены агрегатами мелких зерен микроклина, которые придают породе пятнистый, ложнопорфировидный облик (5793). Своеобразный внешний облик этой породы резко выделяет ее среди других равнозернистых пород Шуерецкого района.

Микроскопическое изучение показывает, что вкрапленники микроклина имеют пертитовую структуру и содержат большое количество пойкилитически включенных мелких зерен кварца, плагиоклаза и биотита. Граничные контуры вкрапленников неправильны и дают всегда зазубренные швы с прилегающими зернами основной массы, сложенной микроклином, плагиоклазом, кварцем и биотитом. В небольшом количестве в основной массе присутствует сильно абсорби-

Рис. 31. Мигматиты II группы. Варбар-Луда, Шуерецкий район. Южный берег острова.

рующий амфибол с малым углом оптических осей (5195) и титанит. Присутствуют редкие зерна ортита.

Структура основной массы ничем по существу не отличается от структуры гранитизированных гнейсов; для нее характерны те же явления резорбции с наиболее поздним образованием кварца (кварцевый метасоматоз) (5193-a, 5193-b, 5196, 5234, 5237, 5242, 5245).

Более древний гранит, отнесенный ранее к группе II (32), характеризуется равномернозернистым строением и вполне однородной текстурой. Он слагает довольно большие массивы, главным образом, в северовосточной части острова. В отношении состава он обнаруживает большое сходство с порфировидным гранитом. Замечательной чертой его состава является высокое содержание сфена и ортита (5238, 5239, 5241). Гнейсогранит Кентовых островов, расположенных к северу от Варбар-Луды, принадлежит к тому же типу. Для гранита

Кентовых островов (5190, 5191) также характерно повышенное содержание ортита, сфена и даже апатита. В них присутствует также роговая обманка с сильной абсорбцией и малым $2V$, которая характерна также для гранитов Варбар-Луды.

В связи с этим гранитом (II гр.) находятся довольно широко распространенные мигматиты, инъекционный материал которых (5251) имеет большое сходство с упомянутым гранитом. В некоторых обнажениях, особенно на южном берегу Варбар-Луды, встречены очень сложные по структуре мигматиты, в которых можно обнаружить следы повторных движений и мигматизации. Одно из таких обнажений со сложной структурой дано на рис. 31.

Рис. 32. Схематическая геологическая карта Варбар-Луды.

Метаморфизованный габбро-норит этого острова (северный берег) состоит из следующих минералов: гиперстен, диопсид, обыкновенная роговая обманка и альбизированный и гранулированный основной плагиоклаз (5194). Встречающийся на о-ве в виде малых интрузий габбро-норит везде в различной степени метаморфизован и содержит обычно гранат и обыкновенную роговую обманку. Оба эти минерала, слагая каемки, окружающие пироксен, дают друзитовую структуру, которая в данном случае обязана своим происхождением явлениям метаморфизма (5247, 5248), сопряженным с периодом образования последнего порфировидного гранита. Об этом можно судить по обнажению на островке с северной стороны большого острова, где метаморфизованный габбро-норит находится в непосредственном контакте с порфировидным гранитом (рис. 32) и сохраняет массивную текстуру только в центральной части интрузии, а в краевой части блокируется и содержит большое количество гранитных пегматитовых жил. Габбро здесь представлено наиболее метаморфизованной разностью и содержит необычно большое количество граната и биотита (5250).

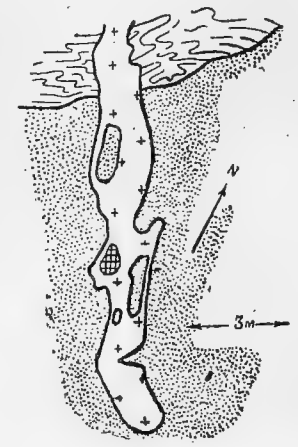
Взаимоотношения пород

Очень показательны взаимоотношения пород, наблюдаемые на северном и северовосточном берегах. Здесь однородные равномернозернистые граниты слагают большое тело, несогласное по отношению к более древним мигматизированным гнейсам. Порфировидный гранит образует здесь дайкообразные тела, заключенные в более древние мигматиты и граниты. На прилагаемом рисунке 33 изображены такие соотношения, наблюдаемые в приливной зоне на северовосточном берегу острова.

Гнейс здесь дает текстуры течения с интенсивно складчатыми формами и представлен биотитовой разностью, хлоритизированной и содержащей очень небольшое количество микроклина в форме очень тонких жилочек на границах зерен кварца и полевого шпата (5244). Граниты в этом участке являются близкими по составу (5241, 5242), но резко отличаются по структуре. Порфировидный гранит дает ар-

теритовые формы, неправильные и незакономерно ориентированные жилы, часть которых более прямолинейна и имеет дайкообразный вид, как на рис. 33. Порфировидные граниты заключают здесь мелкие аплитовые жилы, по составу и структуре которых можно судить о характерных для гранитов явлениях микроклинового и кварцевого метасоматоза (5243). Внутри этих жил также встречаются вкрапленники микроклина.

Сходство в составе равномернозернистого и порфировидного гранитов, артеритовый характер образования более молодого гранита, формирование замкнутых жил без признаков значительного движения, а также особенности его структуры, лишенной признаков магматического развития, позволяют предполагать, что возникновение порфировидного гранита происходило в относительно спокойных условиях медленного привноса и перекристаллизации более древнего равномернозернистого гранита. В это же время происходило и образование порфировидных кристаллов микроклина, изменение которых и преобразование в микроклиновые агрегаты происходило при явлениях еще более позднего метасоматоза, одним из свидетельств которых являются упомянутые аплитовые жилы.[1]



Порфировидный гранит (IIIгр.)
Равномернозернистый гранит (IIгр.)
Амфиболиты
Гнейсы-мигматиты

Рис. 33. Дайка порфировидного гранита, секущая мигматиты и граниты II группы. Варбар-Луда.

В отношении тел порфировидного гранита следует особо подчеркнуть замкнутый их характер. Форма ограничения на концах этих дайкообразных тел указывает на полную непригодность для данного случая представления о заполнении порфировидным гранитом ранее образованных трещинных пространств (разломов). Вероятным в данном случае является возникновение порфировидного гранита одновременно с преобразованием и замещением ранее существовавших на его месте древних пород. Массивное сложение порфировидного гранита допускает предположение о существовании только незначительных движений при его образовании.

К этому необходимо добавить, что на протяжении дайкообразных тел, проходящих в различных породах в основной массе порфировидного гранита наблюдается некоторая неоднородность, выраженная, главным образом, в колебаниях количественно минералогического состава основной массы гранита, заключающей порфировидные кристаллы. Кроме того, контакт порфировидного гранита с более древними породами часто характеризуется постепенными переходами, совершающимися на небольшом расстоянии, измеряемом дециметрами. Аналогию в интерпретации подобных явлений можно найти в работах C. E. Wegmann'a (13).

---

[1] Вторичное возникновение порфировидных кристаллов микроклина в гранитах и разнообразных гнейсах—мигматитах—известно по фенно-скандинавской литературе. С нашей точки зрения удовлетворительное объяснение этому было дано Wegmann'ом (13, стр. 324—325), который, как и другие авторы, рассматривает этот процесс в связи с мигматизацией. Порфировидные кристаллы явно вторичного происхождения нередки также и в мигматитах Беломорья, например, крупные кристаллы микроклина обнаружены нами в некоторых гнейсах губы Канды.

На самом северном берегу наблюдаются те же соотношения, что и на северовосточном, но здесь особенно хорошо развиты аплитовые жилы, секущие гнейсы, амфиболиты и молодые порфировидные граниты.

Взаимоотношения порфировидного гранита с более древними мигматитами наблюдались в обнажении на юго-западном берегу острова, где порфировидный гранит обычного типа проникает в аплитовый гранит, имеющий гнейсоватость, ориентированную косо по отношению к контакту с порфировидным гранитом (рис. 34). Аплитовидный гранит представлен здесь микроклиновым типом, содержащим очень небольшое количество биотита (5231, 5232). В восточной части обнажения он граничит с сильно амфиболизированной дайкой, секущей более древние мигматиты. По условиям обнаженности не представляется возможным видеть непосредственный контакт порфировидного гранита (5234) с амфиболитом и с древними мигматитами, но однако последовательность образования может быть восстановлена по взаимоотношениям других пород. Амфиболизированная дайка, секущая древние мигматиты, по всей видимости разделяет древний период мигматизации от более молодого, в связи с которым находится образование аплитового гранита, а также и метаморфизм породы самой дайки. Хотя и нет указаний на принадлежность порфировидного гранита к особому третьему периоду гранитизации, тем не менее ряд указанных выше особенностей может служить признаком иных условий его образования, чем более древнего аплитовидного гранита.

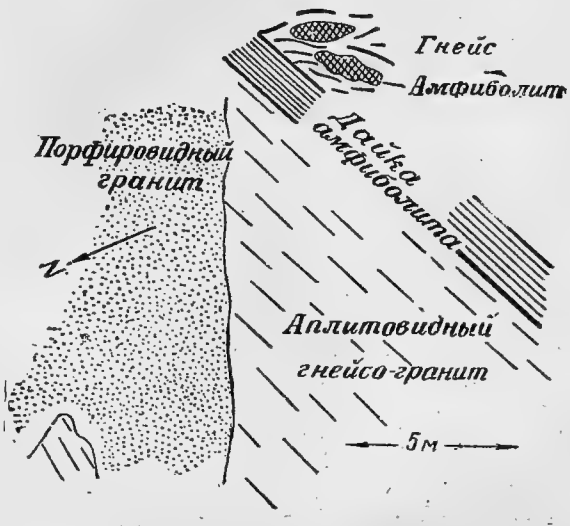


Рис. 34. Соотношения между аплитовидным гнейсо-гранитом (II группа) и порфировидным гранитом (III группа). Варбар-Луда, западный берег.

ПЕГМАТИТЫ

Пегматиты Беломорского побережья с давних пор привлекали внимание проспекторов и минералогов, исследованию которых подвергались, главным образом, промышленные месторождения, сосредоточенные в Чупинском и Лоухском районах. В последние годы, в связи с развитием геологических исследований в Беломорье, появляется также некоторый интерес и к геологии пегматитов и даже к связанным с генезисом месторождений вопросам петрологии.

К исследованиям пегматитов как промышленных и минералогических объектов, относятся работы П. А. Борисова (1, 2, 3), Г. Н. Бунтина (4, 5, 6), П. К. Григорьева (8), Л. А. Косого (13, 15, 16) и др. [1]

Большое значение в изучении пегматитоносных площадей имели и продолжают иметь различного рода поисковые и геолого-съемоч-

[1] В настоящей главе мы не даем подробного минералогического и петрографического описания пегматитов, так как оно уже в значительной части сделано упомянутыми авторами.

ные работы Ленинградского геологического управления, по существу, представляющего собой единственную организацию, ведущую систематическую и плановую работу в этой области.[1]

Вся беломорская зона представляет область распространения пегматитов, промышленные же месторождения сконцентрированы главным образом в Чупинском и Лоухском районах.

Петрографическая характеристика

Пегматиты Беломорья характеризуются составом из следующих минералов: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, апатит, турмалин и ряд вторичных минералов. Кроме того в некоторых промышленных месторождениях присутствуют редкоземельные и урановые минералы.[2]

Характерным для пегматитов Беломорья являются значительные колебания в содержании главных составляющих — полевых шпатов, кварца и слюды. Такие колебания обнаруживаются как в общем составе отдельных пегматитовых тел, так и в пегматитах одного и того же тела. Неоднородность состава пегматитовых тел при частом отсутствии зональности внутреннего строения является характерной чертой многих промышленных месторождений.

Характерным для состава пегматитов также является относительная бедность их минералами, содержащими летучие компоненты; это относится главным образом к небольшим непромышленным телам.

Пегматит промышленных месторождений характеризуется гигантокристаллической структурой. Среди крупных блоков полевого шпата и других минералов часто встречаются, как правило, небольших размеров участки с письменной структурой; тела с большим количеством письменного пегматита встречаются редко.

Формы пегматитовых тел

Формы пегматитовых тел весьма разнообразны. Более правильные, простые формы чаще встречаются среди крупных тел промышленных пегматитов. Мелкие пегматитовые тела, особенно те, которые встречаются в гнейсах, отличаются очень большой сложностью. Среди последних встречаются очень сложные тела самых разнообразных размеров; некоторые из них имеют характер пегматитовых или более или менее правильных, параллельных сланцеватости гнейсов, линз и жил. Для некоторых из таких жил, характеризующих венитовые гнейсы, вероятно приложим взгляд Holmquist'a (4) о сегрегационно-палингенетическом происхождении пегматитов, едва ли приемлемый для объяснения происхождения крупных пегматитовых тел.

Крупные пегматитовые тела, в отличие от большинства мелких, в большей части случаев ограничены правильными поверхностями расколов, особенно это характерно для часто встречающихся пегматитов, контактирующих с основными породами.

Вмещающими породами для пегматитов являются гнейсы и габброамфиболиты. Для промышленных месторождений, особенно Чупинского района, распространены пегматиты, залегающие в основных породах. Как показали произведенные на промышленных месторо-

---

[1] Фактическими исполнителями этой работы являлись многие — преимущественно молодые—геологи, упомянутые в различных главах настоящей работы.

[2] Петрографическую классификацию беломорских пегматитов дал Г. Н. Бунтин [(5), стр. 76—77]. Попытка того же автора придать петрографической классификации смысл группировки по возрасту с нашей точки зрения является несостоятельной, как это видно из дальнейшего текста главы.

ждениях разведочные работы, многие тела пегматита ограничены только с двух сторон амфиболизированными основными породами, другие же поверхности ограничения представлены контактами с мигматизированными гнейсами.

Те же данные разведок позволили установить, что некоторые указанного типа промышленные тела пегматита являются замкнутыми и граничат только с мигматитами и основными породами. Ниже, при рассмотрении генезиса мы коснемся, главным образом, месторождений упомянутого типа.

Генезис пегматитов

Проведенное многими исследователями изучение пегматитовых тел показывает тесную связь крупных пегматитовых тел с мелкими жилками пегматита в контактовых гнейсах. Это особенно отчетливо можно наблюдать в концевых частях штокообразных тел, где пегматит, разветвляясь постепенно, иногда переходит в мигматизированные гнейсы. Примером этого может служить пегматит месторождения Черная Салма.

Этот факт наряду со многими наблюдениями над мелкими телами пегматитов является несомненным указанием на генетическую связь и одновременность образования крупных инъекционных пегматитов и пегматитов мелких жил, входящих в состав вмещающих мигматитов, а следовательно образование инъекционных пегматитов можно рассматривать как процесс сингенетической с региональной гранитизацией.

Связь пегматитов с мигматизацией для Беломорья была подчеркнута Г. Н. Бунтиным [(5), стр. 68], сделавшим правильный вывод, что питающим очагом являются мигматиты. Некоторые черты предложенной этим автором схемы образования месторождений пегматита соответствуют тем представлениям, к которым пришли мы на основании личных наблюдений.

В контексте с принятыми нами общими представлениями о явлениях гранитизации можно считать возможным образование инъекционных пегматитов только в пределах ареалов гранитизации и главным образом в пределах наружных зон ареалов, характеризующихся не крайней степенью проявления этого процесса. В условиях наиболее интенсивной гранитизации субстрат достигает высокой пластичности и теряет способность к образованию расколов. В зонах с более низкой пластичностью способность к расколам возрастает, но в связи с этим также понижается степень гранитизации субстрата, который, представляя источник проникающего в расколы пегматитового материала, содержит меньшее объемное количество способного к миграции вещества. Таким образом как низкая, так и слишком высокая степень гранитизации являются одинаково неблагоприятными для образования инъекционных пегматитов. Наиболее благоприятными являются следовательно средние условия, при которых возможны расколы и присутствует достаточное количество способного к отжиманию и миграции вещества.

Наиболее насыщенный пегматитами Чупинский район сложен породами, различным образом реагирующими на явления гранитизации. Резко различными в этом отношении являются породы гнейсового комплекса и основные породы, заключенные в гнейсы в форме небольших интрузий. В условиях действия гранитизирующих растворов основные породы в некоторой стадии могут сохранять способность к образованию расколов, в то время как окружающие гнейсы теряют эту способность вследствие возникновения в них подвиж-

ного мезостазиса и, тем самым, повышения общей пластичности. В стадии более интенсивной гранитизации, как это видно из главы об амфиболитах, основные породы также претерпевают пластические деформации.

Исследования показывают, что наиболее часто встречаются пегматитовые тела, выполняющие расколы в основных породах. В то же время устанавливается, что в контакте с пегматитами основные породы образуют зоны измененных пород (амфиболитов) всего в несколько метров (редко более 10 *м*). Это показывает, что наиболее благоприятными условиями являются именно такие, когда основные породы, не будучи нацело преобразованы в полевошпатовые амфиболиты, сохраняют способность к расколам, а гнейсы в сравнительно высокой степени гранитизированы. Следовательно благоприятным обстоятельством является сочетание пород с различным отношением к воздействию гранитизации и, следовательно, с различным поведением в условиях движения. Такие условия можно ожидать только в определенных зонах ареалов гранитизации.

При наших работах в Чупинском районе в 1933 г. было установлено, что промышленные пегматиты распределяются в некотором отдалении от центров наиболее интенсивной гранитизации и тогда же было высказано предположение об определенной зональности в распределении промышленных и непромышленных пегматитов (Судовиков, 1933). Однако, в условиях существовавших тогда петрологических представлений нельзя было удовлетворительно расшифровать все законности в распределении пегматитовых тел. В то же время нами была определена последовательность зон вокруг гранитных тел, которая более или менее благоприятно сочеталась с известными представлениями P. Eskola о зональности на площадях, подвергнутых диференциальному анатексису (3).

Прежде чем перейти к конкретизации практических выводов из изложенных представлений об условиях образования промышленных пегматитов, необходимо дать характеристику самого процесса накопления пегматитового материала в телах промышленного значения.

Как указано выше, многие тела пегматитов приурочены к трещинным расколам в интрузиях основных пород. Возникновение трещин связано с движениями всего комплекса пород, при которых основные породы, как более твердые и хрупкие, дают расколы, а окружающие их гнейсы претерпевают пластические деформации. Раздвигание блоков основных пород при раскалывании происходит, повидимому, очень медленно и вызывает приток материала из окружающей массы гнейса. Так как гнейсы находятся в условиях довольно сильной гранитизации, то они содержат некоторое (пока неизвестное) количество составляющего материала в форме жидких или полужидких растворов, которые, стремясь выполнить образующиеся при расколах промежутки, мигрируют в трещины основных пород, образуя в результате такого переотложения пегматитовые жилы, имеющие кварцево-полевошпатовый состав, в общем соответствующий составу гранитизирующих растворов.

Изъятие жидкой массы из окружающих гранитизированных гнейсов вероятно происходит при сопутствующем этим явлениям сдавливании пород, и получающееся таким образом отжимание вероятно имеет полное сходство с процессом так называемого squeezing out. Такой процесс нам представляется возможным только при определенных соотношениях между объемом твердой и жидкой части породы и уже во всяком случае не при таком содержании жидкости, когда она выполняет все промежутки между твердыми зернами, обеспечивая таким образом свободное продвижение всей массы

породы в целом. Попутно отметим, что, как показал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, такой процесс вряд ли имеет большое значение при диференциации магматических пород (20, стр. 37—38). Это заключение, как нам кажется, не может быть распространено на породы, претерпевающие гранитизацию. Последний процесс является принципиально отличным. Количество способного к миграции вещества при прогрессивном ходе процесса увеличивается. Следовательно, при определенных условиях сдавливания могут очень долго сохраняться известные отношения между твердым и жидким веществом, благоприятные для действия процесса отжимания. Действительно, как показывают наши исследования, во многих случаях гранитизированные гнейсы содержат небольшое объемное количество растворенного материала, которое варьирует в зависимости от степени гранитизации, и следовательно при некоторых средних условиях всегда может быть благоприятная обстановка для действия процесса squeezing out.

Явление зональности в пегматитовых телах вероятно обусловлено сменой проникающих растворов при одновременно идущей кристаллизации. Редкость нахождения зонального строения вероятно обусловлена с одной стороны однородным составом поступающих растворов и с другой стороны, отстающей по сравнению с привносом материала, кристаллизацией.

Принимаемое нами толкование генезиса пегматитовых тел предполагает существование полной зависимости состава пегматитов от состава растворов, гранитизирующих окружающие гнейсы, а так как подвижный гранитизирующий материал гнейсов несомненно в значительной мере зависит от состава самих вмещающих пород, то, таким образом, становится очевидной некоторая определенная зависимость состава пегматитов от состава окружающих пород. Документация подобной зависимости при исключительной сложности состава гнейсовой толщи и разнообразии пегматитовых тел представляет большие трудности.

При детальном рассмотрении состава пегматитов, в связи с принятой теорией их возникновения, может встать вопрос о происхождении некоторых редкоземельных минералов и минералов урановой группы, которые обнаружены в ряде месторождений. В настоящее время, нам кажется, нет другого объяснения кроме того, которое предполагает привнос их тем же способом и теми же путями через посредство окружающих гнейсов.

В возражение той теории, которая предполагает образование пегматитовых жил как магматических диференциатов, непосредственно связанных с глубинными плутонами, можно отметить, что в настоящее время после разведок, произведенных на руднике Амбарной губы, является доказанным изолированность пегматитовых тел от крупных гранитных или пегматитовых масс и их непосредственная связь только с мигматитами [Борисов П. А. (3)].

Образование крупных пегматитовых тел имеет много аналогий с образованием мелких пегматитовых тел, возникающих вдоль раскол ов при явлениях будинажа, заключенных в гнейсы пластов или блоков амфиболита. Примером такого сходства может служить блокированный пласт амфиболита на о-ве Малый Кукин вблизи описанного выше будинированного контакта габбро с гнейсами. Здесь в промежутки между раздвинутыми блоками амфиболита проникает пегматитовый материал, образуя, таким образом, в большей или меньшей мере изолированные трещинные выполнения (рис. 23).

С точки зрения интерпретации генезиса пегматитов, как документирующий материал представляет интерес изученное нами еще в 1933 г. обнажение на о-ве Медведка в Кив-губе (Чупинский район).

Здесь при блокировке амфиболизированного габбро наблюдается образование в промежутках между глыбами пегматитовых жил, переходящих в центральной части интрузии в кварцевые. Пегматитовые жилы вблизи контакта с гнейсами переходят в гранитовидную породу (сильно гранитизированный гнейс), в текстуре которой можно видеть тонкую плойчатость, показывающую течение в трещины со стороны гнейсов. Образованные таким образом втеки гранитовидной породы, имеющие своим продолжением пегматитовые жилы, являются свидетельством стремления материала заполнить образованное при разломах пространство. Проникновение в трещины не только пегматита, представляющего повидимому отжатый из гранитизированных гнейсов материал, но и гранитовидной породы, показывает на интенсивность гранитизации, которая соответствует более высокой степени, чем в случаях нормальных промышленных пегматитов. В зонах еще более интенсивной гранитизации совершенно не происходит обособления пегматита и все промежутки между блоками занимаются текучей гранитовидной массой.

Благоприятная обстановка для образования пегматитов описанным выше способом может возникнуть не только при сочетании таких диференциально реагирующих в известных условиях на деформацию пород, как гнейсы-мигматиты и основные породы, но благоприятной средой может являться и разнородная по составу толща гнейсов. Некоторые, менее гранитизированные части этой толщи могут реагировать на деформации расколами при сильной гранитизации остальных частей толщи. Возможно, что таким образом возникли некоторые пегматиты, залегающие в дистеновых (менее гранитизированных) гнейсах.

Выдвинутое представление, как нам кажется, является приемлемым для объяснения генезиса большинства пегматитов. Из этого однако не следует, что на пегматитоносных площадях Беломорья не могут встретиться пегматиты иного генезиса. Например, при известных тектонических условиях из образованных описанным выше способом скоплений пегматитового вещества могут быть выжаты инъекционные массы или, например, в известной обстановке могут быть образованы палингенетически-сегрегационные месторождения (Holmquist) и др.

Новое представление о происхождении пегматитовых тел не требует существенного пересмотра явлений кристаллизации составляющего эти тела материала. Здесь должно быть дано только некоторое уточнение не в части самого хода кристаллизации, а в отношении связи кристаллизации с поступлением материала. Именно, наиболее вероятным представляется, что поступление материала идет одновременно с его кристаллизацией; при этом вряд ли скопляются значительные массы жидких продуктов. Указание на это можно видеть в том, что среди беломорских пегматитов совершенно надежные признаки одновременной кристаллизации встречаются редко. Так, структура письменного пегматита, хотя и наблюдается во многих месторождениях, но никогда, как правило, не охватывает крупных масс пегматита, а характерна для сравнительно небольших участков. Такие месторождения, как, например, Ионское, где эта структура является частой, редки.

В связи с данными выше представлениями о генезисе пегматитовых тел возникает необходимость пересмотра пригодности самого термина «пегматит» для определения рассмотренных образований. Это вызывается, главным образом, тем, что в понятие «пегматит» обычно входит представление об остаточных продуктах, связанных с кри-

сталлизацией гранитной магмы и представляющих обособившиеся в процессе кристаллизации части расплава.[1]

Рассматриваемые нами пегматиты непосредственно не связаны с гранитами. Тела, возникшие в результате накопления подвижных гранитизирующих (мигматизирующих) растворов, образованных в существенной части из материала гнейсов, не могут рассматриваться как остаточные образования. Если, однако, учесть, что к пегматитам относятся не только связанные с магмой продукты кристаллизации, то для рассмотренных образований следует оставить наименование пегматиты, руководствуясь при этом определением их только как продуктов кристаллизации в определенных физико-химических условиях.[2]

В настоящее время представляется весьма трудным дать вполне удовлетворительную классификацию пегматитов. Главная причина этого, как нам кажется, заключается в неполноценности генетической характеристики месторождений, разобранных пока только с узкой минералогической точки зрения и очень мало освещенных в геологическом отношении. Однако в настоящее время все же можно твердо сказать, что единственной правильной классификацией должна явиться генетическая классификация, основанная на детальном разборе структурной, петрологической характеристики пегматитовых тел.

С точки зрения предложенной здесь гипотезы их образования главные группы пегматитовых тел должны быть определены по признаку степени гранитизации окружающих пород, что должно быть основано на детальном петрографическом изучении. Другим важным классификационным признаком должен служить тип вмещающих и «материнских» пород.

Выводы

Прежде чем перейти к изложению основных выводов, необходимо подчеркнуть главные положительные особенности предложенных представлений о генезисе пегматитов. С помощью изложенных взглядов объясняются: 1) частая приуроченность пегматитов к основным породам; 2) замкнутая форма тел пегматита; 3) отсутствие видимой связи гранитов с пегматитами; 4) развитие пегматитов на площадях где отсутствуют значительные массы гранитов; 5) относительная бедность минерализаторами большинства беломорских пегматитов; 6) наличие и отсутствие зонального строения в пегматитовых телах.

Из всего изложенного о генезисе пегматитов можно сделать ряд выводов, касающихся весьма важного вопроса распространения промышленных пегматитов. В какой мере вопрос о распространении промышленных пегматитов является важным, можно судить по тому, что до настоящего времени исследователями не было установлено никаких сколько-нибудь существенных поисковых признаков и все поисковые работы направлялись, главным образом, в районы уже известной пегматитоносности. В области направления поисков со стороны геологов не было проявлено никакой инициативы и причиной этому являлась полная неизвестность геологической обстановки пегматитоносных районов. В связи с развитием детальной геологической съемки также не наметилось никаких новых перспектив в отношении направления поисков.

Основные выводы в части генезиса и распространения промышленных пегматитов можно формулировать в следующем виде:

[1] Сравнить, например, Ферсман А. Е., Пегматиты, т. I, стр. 22—33.
[2] Ibid. стр. 22, физико-химическое определение.

1. Промышленные тела пегматитов формируются в определенной зоне гранитизации, расположенной в некотором отдалении от центрального поля.

2. Появление промышленных пегматитов ограничивается со стороны центрального поля гранитизации теми условиями, при которых заключающие пегматиты основные породы еще способны давать расколы, а окружающие гнейсы не доведены до состояния полной пластичности. С наружной стороны пегматитоносные зоны ограничены пределом гранитизации.

3. Благоприятными являются зоны, в которых присутствуют породы различной пластичности в условиях гранитизации. В частном случае Беломорья — интрузии основных пород среди гнейсов.

4. Поисковые работы должны быть направлены в зоны средней степени гранитизации, выделенные специальным картированием. Особое внимание при дальнейших исследованиях должно быть обращено на изучение структуры пегматитоносных полей с главной целью восстановления характера и направления движений в эпоху (или эпохи) гранитизации. Одновременно необходимо вести изучение формы, ориентировки и состава пегматитовых тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическая последовательность

Геологическая последовательность для докембрия Беломорья начинается с эпохи седиментации, которой соответствует комплекс беломорских парагнейсов. Условия этой эпохи в настоящее время представляются неясными, так как все особенности, по которым можно восстановить обстановку этого времени, сглажены неоднократным действием последующего метаморфизма. Судя по составу наиболее сохранившихся образований, в эту эпоху происходило отложение на неизвестном основании глинистых, известковых и, вероятно, песчаных осадков.

Одновременно с седиментацией (а может быть несколько позднее) в период складчатости толща осадков была интрудирована, а возможно и покрывалась эффузиями основных пород. Последующая за седиментацией складчатость основного северовосточного направления, вероятно, частью предшествовала, частью же следовала одновременно с магматизацией и гранитизацией осадков. Эта первая эпоха диастрофизма охватывает явления складчатости, метаморфизма и гранитизации. Гранитные тела этой эпохи не достигали, вероятно, таких значительных объемов, как при второй эпохе; также более ограничены были размеры ареалов и степень гранитизации. Вероятно на значительных площадях осадки подвергались метаморфизму без существенного действия гранитизирующих растворов.

Вслед за окончанием эпохи гранитизации наступает, вероятно, полная консолидация и внедрение по трещинам основных пород, представленных в настоящее время друзитами. Метаморфизм этих пород приурочен к молодой архейской эпохе гранитизации, к которой приурочены деформации и блокировка их дайкообразных интрузий. Молодая архейская эпоха гранитизации характеризуется мощным развитием обширных ареалов мигматизации, охватывающих почти всю зону побережья. С этой эпохой связано образование промышленных пегматитовых тел. Характер и направление движений в эту эпоху остаются неясными.

Последующая за этим эпоха эрозии и седиментации характеризуется накоплением мощных толщ карельских осадков, которые в пре-

делах беломорской зоны до настоящего времени не обнаружены. Они примыкают к ней с западной стороны и в зоне контакта отделены посткарельскими гранитами и мигматитами. В карельский период седиментации беломорское архейское основание представляло вполне консолидированную массу, реагирующую на движение расколами с образованием даек основных пород. В последующую эпоху мощных посткарельских движений архейское основание гранитизировалось, образуя обширные ареалы гранитов и мигматитов, установленных на границах с зоной карелид. Вдали от закартированных зон карелид некоторые области были также охвачены гранитизацией (Варбар-Луда, Поньгом-остров и др.). В настоящее время из-за больших трудностей стратиграфического изучения не представляется ясным, в каких масштабах гранитизация охватила архейские площади. Некоторые может быть значительные архейские площади Беломорья составляли основание для складчатых сооружений карелид и при посткарельской гранитизации могли вовлекаться в соответствующие (NO — SW) движения. Не исключена вероятность, что области с основным северо-западным простиранием могут при детальном исследовании оказаться преобразованными в посткарельскую эпоху гранитизации.

Из приведенного обзора стратиграфии очевидно следует, что элементами, дающими основу для построения последовательности, являются эпохи гранитизации, отмечающие собой главные моменты истории — эпохи диастрофизма. Как это показано было H. Backlund'ом (Доклад на XVII сессии Международного геологического конгресса) в изучении основных подразделений докембрия (а в особенности архея) необходимо исходить из установленных эпох гранитизации. Естественно, что при таком подходе особую важность приобретает характеристика этих эпох — главным образом в отношении свойственных им процессов.

Явления гранитизации

Прежде чем перейти к характеристике процесса гранитизации по данным наших исследований, необходимо сделать следующие замечания.

Процессы, объединяемые под общим названием гранитизации, имеют длинную историю исследования. Ярким периодом этой истории является время исследования J. J. Sederholm'a, классические произведения которого дали прочное обоснование учению об ультраметаморфизме. Здесь нет возможности указать на все огромные достижения в этой области, полученные американскими и особенно фенно-скандинавскими учеными, но в то же время нельзя не отметить особенных успехов, достигнутых в последнее время работами P. Eskola, H. Backlund'a и C. Wegmann'a.

Из советских ученых, занимающихся глубоким анализом процессов ультраметаморфизма (гранитизации) и тем самым немало способствующих разрешению общих проблем, следует отметить А. А. Полканова, работы которого в этой области на региональном материале Кольского полуострова дали много интересного в отношении изучения явлений зональности, глубинного метасоматоза, мигматизации и др.

Работы упомянутых авторов не только имеют прямое отношение к затрагиваемым в настоящей статье темам, но освещение некоторых рассматриваемых здесь теоретических и практических вопросов стало возможным только благодаря успехам в этой области, достигнутым отмеченными выше работами.

В тексте настоящей работы проявлено стремление подчеркнуть важность некоторых особенностей гранитизации. Так, нами уделено соответственное внимание явлениям полевошпатового и кварцевого метасоматоза, последовательности замещения при глубинном метасоматозе, закономерной связи процессов метасоматоза и мигматизации с очагами глубинной гранитизации, зональности, т. е. определенной территориальной (пространственной) сопряженности различных метасоматических процессов и пр. Во всех случаях подчеркивалось особое значение метасоматоза как определяющего в процессе гранитизации.

Суммируя достигнутые нашими исследованиями результаты, можно в следующих выводах характеризовать процесс гранитизации.

1. Основываясь на петрографическом составе и частью на распространении дистеновых и гранатовых гнейсов, можно заключить, что эти породы составляют периферические зоны ареалов гранитизации. Состав и структура этих пород всегда отражают подвижность в этой зоне кварцевых растворов, что выражается в широко распространенных здесь процессах кварцевого метасоматоза. К этой зоне относятся также некоторые амфиболиты, например, гранато-гедритовые амфиболиты Шуерецкого района, для которых особенно характерно вторичное развитие кварца. Зоны кварцевого метасоматоза отмечают собой только самые верхние горизонты очагов гранитизации. Для этих зон характерна хорошая сохранность древнейшего северовосточного простирания пород, что является показателем отсутствия коренной перестройки при последующих процессах гранитизации. Действие кварцевого метасоматоза в большинстве случаев не отразилось здесь на основной структуре пород. В более глубинных горизонтах породы этой зоны перемежаются с гнейсами, несущими следы полевошпатового метасоматоза. Кварцевый метасоматоз в дистеновых и гранатовых гнейсах свидетельствует о начале процесса гранитизации.

2. Наиболее обширной является зона полевошпатового метасоматоза, которая в породах основного состава начинается образованием плагиоклаза. Особенно четко фиксируется калиевый метасоматоз, который начинается с очень тонкого проникновения в межзерновые промежутки гнейсов калийсодержащих растворов и образования в них микроклина или ортоклаза. Рост зерен образованного таким образом калиевого полевого шпата идет одновременно с растворением и изменением других составных частей. Более часты случаи неравномерного метасоматоза, в результате которого получаются обогащенные калиевым полевым шпатом прослои или прожилки, неправильно чередующиеся с бедными калиевым полевым шпатом участками. Таким образом возникли весьма распространенные в Беломорье разнообразные мигматиты. Передвижение привнесенного вещества в данном случае представляется подобным тому, как это предполагается для мигматитов С. Е. Wegmann'ом (13). Подобным же образом в условиях высокой интенсивности гранитизации в Беломорье возникают однородные массы гранитов (иногда порфировидных), представляющих крайнюю степень мигматизации. Образуясь в условиях последовательного метасоматоза, эти породы почти никогда не обнаруживают следов магматической структуры.

3. В пределах каждого комплекса пород можно выделить ряды пород, характеризующие различные степени гранитизации, которые зависят как от общерегиональных условий, так и от частных условий проникновения гранитизирующих растворов.

4. Процессы метасоматоза при явлениях гранитизации иногда протекают в условиях спокойной обстановки почти без нарушений

первоначального строения древних масс (примеры: Варбар-Луда, Поньгом-остров и др.).

5. Несмотря на то, что процессы гранитизации локализированы, ареалы гранитизации ограничены, картирование их представляет большие трудности, причиной которых является наложение явлений свойственных различным эпохам гранитизации. В трудном изучении сложной обстановки наложенных явлений надежными методами должны быть изучение структуры с полным анализом движений, изучение зональности и тщательное изучение всех петрографических деталей.

6. Следы кварцевого метасоматоза установлены почти во всех гранитизированных породах и везде они являются позднейшими, что является свидетельством того, что кварцевый метасоматоз не только, как упомянуто, характеризует начало гранитизации, но и завершает процесс.

В приведенной основной характеристике необходимо дополнительно подчеркнуть, что проведенная нами попытка сравнения химического состава гранитных пород с составом гнейсов показывает, что эти породы образуют ряд, характеризующийся постепенным повышением количества избыточного глинозема в сторону гнейсов. Постепенное изменение является повторным указанием на общность генезиса крайних членов ряда. Изменение обусловлено гранитизацией, ведущей к увеличению щелочей и соответственному снижению избыточного глинозема в гранитах.

В связи с сформулированными выше выводами возникает возможность некоторых более широких обобщений в области происхождения беломорских гранитов. Однако, в настоящее время, не имея достаточно полной подкрепляющей документации со стороны структурного анализа, мы вынуждены воздержаться от пока еще чрезмерно широких обобщений и ограничиться уже данными выводами. В связи с рассмотрением общих проблем могут быть сделаны только некоторые замечания.

В связи с исследованиями Фенноскандии уже несколько лет тому назад поднимался вопрос об интерпретации гранитов, как производных процессов мигматизации и в связи с этим значительно умалялось, а на некоторых площадях совершенно исключалось представление о распространенности гранитов магматической природы (H. Backlund, 1, C. Wegmann, 13). Из произведенного недавно Ф. Ю. Левинсон-Лессингом литературного обзора этого вопроса (22) явственно следует огромная принципиальная важность разбора таких взглядов, касающихся сущности одной из наиболее крупных проблем общей петрологии. Эта новая, но уже широко известная проблема с нашей точки зрения может быть приближена к удовлетворительному решению только путем детального разбора и пересмотра конкретного материала по определенному региону. Таким регионом, разумеется, должна явиться хорошо обнаженная область широкого распространения гранитных пород. Этим требованиям удовлетворяет Беломорье. Поэтому можно надеяться, что дальнейшие исследования этого района могут принести интересные результаты и в области основных проблем магмы. При этом нельзя не подчеркнуть исключительную важность этих проблем для решения вопросов практической геологии. Интерпретация генезиса месторождений различных связанных с гранитами полезных ископаемых, а следовательно и методика поисковых и разведочных работ, в полной мере зависят от общих петрологических установок.

Июнь 1938 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов П. А. К вопросу о пегматитовых жилах западного Беломорья и их использовании. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 33, 1926.
2. Борисов П. А. Пегматиты. Справ. „Полезные ископ. Л-гр. обл. и Карельская АССР, ч. II, 1933.
3. Борисов П. А. Пегматиты Чупинского фиорда. Международн. XVII геол. конгр. Сев. экск. Карельская АССР. 1937.
4. Бунтин Г. Н. Материалы к минералогии пегматитов Кемского района. Уч.-Зап. Л. Г. У., вып. 1, 1935.
5. Бунтин Г. Н. К вопросу о классификации пегматитов Чупы. Уч. зап. Л. Г. У., № 16, стр. 56 — 80, 1937.
6. Бунтин Г. Н. Пегматиты Кемского района. Изд. Л. Г. У. Л-гр, стр. 1—89, 1937.
7. Гинзбург И. И. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива, Белого моря. Тр. Сев. Научн.-Пром. Эксп., вып. 7, 1921.
8. Григорьев П. К. Материалы по пегматитам Северной Карелии, Тр. Центр. Н. И. Геол. разв. ин-та, вып. 37, 1935.
9. Игнатьев Н. А. Амфиболиты, гранатовые гедрититы и слюдиты окрестностей с. Шуерецкого. Тр. Петрогр. ин-та Ак. Н., вып. 6, 1934.
10. Игнатьев Н. А. К петрографии Шуерецкого района. Тр. Кольской базы Ак. Н., вып. 4, 1937.
11. Иностранцев А. А. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. Тр. СПБ Общ. Ест., т. II, вып. I, 1871.
12. Кассин Н. Г. Геологические исследования вдоль Мурманской ж. д. (Кандалакша-Оленья). Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 43, 1923.
13. Косой Л. А. Пегматиты Сороко-Сумского района. Матер. по геол. и полезным ископ. Карельской АССР. Сб. № 1, Лгр. геол. трест, 1936.
14. Косой Л. А. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии. Уч. за ЛГИ, № 10, вып. 3, т. II, 1936.
15. Косой Л. А. Новое месторождение кварцево-полевошпатового сырья в Северной Карелии. (Изв. Лен. геол. треста, № 4/13), 1936.
16. Косой Л. А. Пегматитовые жилы Сорокского района Северной Карелии. Диссерт. на ст. канд. геол. минер. наук 1938.
17. Крутов Г. А. Дашкесанит — новый хлорсодержащий амфибол группы гастингсита. Изв. Ак. Н. Серия геол. № 2 — 3, 1936.
18. Кудрявцев. Кольский полуостров. Тр. СПБ Общ. Ест., т. XI, вып. 2, 1880 и т. XIV, ч. I, 1883.
19. Куплетский Б. М., Геологические наблюдения в Северной Карелии летом 1929 г. Тр. Петрогр. Ин-та Ак. Н., вып. 2, 1932.
20. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Изд. Ак. Н., 1934.
21. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Проблемы магмы. Уч. зап. Л.Г.У., № 17, т. III, 1937.
22. Мельников М., Материалы по геологии Кольского полуострова. Зап. Имп. Мин. Общ., т. XXX, 1893.
23. Полканов А. А., О контактном взаимодействии диабаза с гнейсо-гранитом на Кольском полуострове. Тр. СПБ Общ. Ест., 44, вып. I, 1913, 155.
24. Полканов А. А., Геолого-петрологический очерк сев.-зап. части Кольского полуострова, ч. I, Изд. Ак. Н., 1935.
25. Полканов А. А., Принципы стратиграфии докембрия и стратиграфия кристаллических образований Кольского полуострова. Тр. I Всес. Научно-исслед. геол. разв. конф., Лгр., 7 — 12/V, 1934, 1935.
26. Полканов А. А., Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Аркт. Ин-та, т. III, 1936.
27. Полканов А. А., Основные черты геологии восточной Фенноскандии — Кольского полуострова и Карелии и очередные проблемы геохронологии по радиоактивному распаду. Сб. посвящ. акад. В. И. Вернадскому, изд. А. Н., 1936.
28. Строна А., О некоторых друзитах Кандалакшского залива Белого моря. Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 127, 1929.
29. Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. Тр. Лгр. Геол. Гидр. Геод. треста, вып. 6, 1934.
30. Судовиков Н. Г., Конгломерат Кандалакшских островов. Уч. зап. Л. Г. У., № 9, вып. 2, 1936.
31. Судовиков Н. Г., Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. Междун. XVII геол. конгр. Сев. Экск. Карельская АССР, 1937.
32. Судовиков Н. Г., Геологический очерк окрестностей Шуерецкой. Междун. XVII геол. конгр. Сев. Экск. Карельская АССР 1937.
33. Судовиков Н. Г., Геологический очерк Куземо-Поньгонского района. Междун. XVII геол. конгр. Сев. Экск. Карельская АССР 1937.

34. Судовиков Н. Г. Геологический очерк Кандалакшского района. Междун. XVII геол. конгр. Сев. эксп. Кольский полуостров 1937.
35. Тимофеев В. М., Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. I, вып. 5, 1935.
36. Тимофеев В. М. К вопросу об абсолютном возрасте древнейших образований Карелии. Докл. Ак. Н., т. IV (IX), № 3 (72), 1935.
37. Тимофеев В. М., Геологическая карта Карелии в масштабе 1: 1000000. Лгр. геол. геод. трест, Л-гр., 1935.
38. Федоров Е. С., О новой группе изверженных пород. Изв. Моск. с.-х. ин-та, 1896.
39. Федоров Е. С., Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горн. журн.; № 4, 5, 6 и 7, 1904.
40. Федоров Е. С., О горных породах берегов Белого моря и Мурмана. Сб. стат. по геол. памяти И. В. Мушкетова, СПБ., 1905.
41. Широкшин, Геогностический обзор берега Кандалакшской губы Белого моря. Горн. журн., 1835, ч. I.

1. Backlund, H. G., Der „Magmaaufstieg" in Faltengebirgen. Bull. d. l. Com. Géol. de Finlande, № 115, 1936.
2. Escola, P., On the principles of metamorphic differentiation. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, № 97, 1932.
3. Escola, P., On the differential anatexis of rocks. Bull. Com. Géol. Finland, № 103, 1933.
4. Holmquist, P. J., Om pegmatitpalingenes och ptygmatisk veckning. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 42, H. 4, April 1920.
5. Holmquist, P. J., The relative plasticity of rock masses under the influence of dynamic deformation. Fennia, 50, 1928.
6. Holmquist, P. J., An interesting ladder-vein structure. Geol. Fören. i. Stockh. Förhandl., Bd. 52, H. 3, Stockholm, 1930.
7. Holmquist P. J., On the relation of the „boudinage" structure. Geol. Fören i Stockh Förhandl., Bd. 53, Hf. 2, Stockholm, 1931.
8. Sederholm, J. J., Om granit och gneis. Bull. d. l. Comm. Géol. de Finlande, № 23, 1907.
9. Sederholm, On migmatites and associated Pre-Gambrian rocks of Southwestern Finland. I. The Pelling Region, 1923. Bull. d. l. Comm. Géol. de Finlande, № 58.
10. Sederholm, Om migmatites and associated Pre-Gambrian rocks of Southwestern Finland. Part II, The region around the Barösundfjärd. 1926. Bull. d. l. Comm. Géol. de Finlande, № 77.
11. Washington, H. S., The Charnokite series of igneous rocks. Am. Journ. of Sci. v. XVI, 1916, p. 323.
12. Wegmann, C. E., Note sur le Boudinage. Bull. d. l. Soc. Géol. de France. Ginquième série, tome deuxième. Paris, 1932.
13. Wegmann, C. E., Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau. Bd. XXVI, Heft 5., 1935.

SUMMARY

Materials to the Petrology of the Western part of the White Sea Coast Region (Granitisation of rocks of White-Sea region)

The present work contains a part of the results of the writer's investigations in the region of the western coast of the White Sea, that were done during the period from 1930 to 1936 according to the tasks of the Leningrad Geological Trust.

After a review of the regional literature the writer gives a brief outline of the stratigraphy and characterizes the state of our knowledge on the structure of this region.

Then follows a petrographical and petrological description of the formations comparing the western coast of the White Sea and in conclusion the geological sequence is characterized and the main conclusions on the study of the processes of granitisation are given.

Chapter „Complex of Gneisses" contains a petrographical description of disthene and garnetiferous gneisses, biotite gneisses, amphibole gneisses and

zoisite gneisses and schists. The writer comes to the conclusion that quartz metasomatism is characteristic of disthene and garnetiferous gneisses, whereas for the biotite and amphibole gneisses feldspar, metasomatism is characteristic. The same features of quartz metasomatism have been noted by the writer for the little distributed, peculiar zoisite gneisses and schists, which, the writer supposes, were formed by the metamorphism of calcareous sediments under conditions of pneumatolysis.

In the chapter "Migmatites" the chief features of the White-Sea migmatites are characterized. Here is also noted the presence of extremely gradual changes between diverse migmatites and granites, which indicates, as the writer believes, a common origin of these rocks. In this chapter an attempt was also made on the data of a few chemical analyses (Tab. I & II) to characterize the interrelations between gneisses and granites. The curve, given on fig. 14, is only a general expression of the process of granitisation, which goes in the direction of a decrease of the excess alumina and an increase of alkalies to granites.

In the description of amphibolites the following are distinguished by the writer:

1) amphibolite with hornblende, presenting partly altered basic rocks and partly metamorphosed calcareous sediments, 2) gedrite amphibolites — probably altered sedimentaries, and 3) amphibolites containing pargasitic and tremolitic amphiboles, also probably altered sediments.

Characteristic of amphibolites of the first group are phenomena of successive metasomatism, which leads to the transformation of monomineral amphibolites into amphibole gneisses.

In amphibolites of this group newly formed textures with crystallization similar to magmatic were noted by the writer (see photo № 5, 6, 7).

Studying the forms of amphibolite bodies the writer came to the conclusion about the occurrence of the amphibolite bodies as representing disintegrated bodies of basic rocks altered into amphibolites. In the process of disintegration the writer notes a similarity to boudinage.

In a detailed description of contacts of basic rocks with gneisses and migmatites the writer characterizes phenomena of granitisation of basic rocks, points out the local character of processes of migmatisation, gives facts of stratigraphic significance and considers hybridisation phenomena.

In the chapter „Basic Rocks" metamorphic phenomena are chiefly analyzed and the shape of intrusive bodies of basic rocks is considered.

In the chapter "Granodiorite and Related Rocks of Pongom Island" the writer gives a petrological characteristic. Dwelling on problems of origin the writer points to the probability of their formation by deet-seated granitisation from more basic rocks. Phenomena of anatexis are characteristic of the origin of the more acid representatives of the diverse and complex group of granodiorites. These rocks formed probably under conditions of very high temperatures and in a relatively quiet environment.

In the chapter "Granites" after considering some characteristic features of these rocks and analyzing criteria for distinguishing them from gneisses, the writer comes to the conclusion that the majority of the granites of the White-Sea coast region were formed by deep-seated granitisation of rocks of the gneiss complex.

In the chapter „The sequence of rocks of Varbar Luda Island" the writer characterizes the stratigraphic relations of granites. Here is noted also the significant part played by succesive metasomatic processes in the formation of granites.

In the chapter "Pegmatites" after a brief petrographic chatacteristic and description of the shape of pegmatite bodies the writer considers their origin, touching upon bodies chiefly industrial importance. The writer believes that on the coast region of the White-Sea the more widely distributed are pegmatites

which are genetically related with migmatisation and formed during the accumulation of granitizing matter in fractures. In this favourable conditions are differential plasticity of medium with an average degree of granitisation. The closed pegmatite bodies, enclosed in basic rocks which react during granitisation along fractures, present an extremely widespread genetic type in the White-Sea region to which the above-noted conceptions of the writer are applicable. The writer brings forward arguments in favour of these conceptions and makes certain practical inferences.

In the concluding chapter the writer considers the geological sequence and characterizes the process of granitisation. The contents of this chapter is as follows:

The geological sequence for the Precambrian of the White-Sea region begins from the epoch of sedimentation to which corresponds the complex of White-Sea para-gneisses. The conditions of this epoch at the present time are not clear, for all the features by which it is possible to reproduce the conditions have been altered by the repeated action of metamorphism that followed. Judging by the composition of the best preserved formations the deposition of argillaceous, calcareous and probably arenaceous sediments took place in this epoch on an unknown fundament.

Simultaneously with the sedimentation, and may be a little later in the period of folding this series of sediments was intruded and possibly covered by effusive basic rocks. The next folding after sedimentation, chiefly of a north-easterly direction probably in part preceded and partly took place at the same time with migmatisation and granitisation of sediments. This first epoch of diastrophism embraces folding, metamorphic and granitisation processes. The granite bodies of this epoch probably, did not reach such large dimensions as during the second epoch. The dimensions of areals and the extent of granitisation also were more limited.

After the epoch of granitisation begin probably complete consolidation and invasion along fractures of basic rocks represented now by drusites. The metamorphism of these rocks is confined to a young Archaean epoch of granitisation, to which the deformation and blocking of their dikelike intrusions are confined.

This young Archaean epoch of granitisation is characterized by a great development of extensive areals of migmatisation embracing almost the whole coastal zone. The formation of industrial pegmatites is related to this epoch. The character and direction of movements in this epoch are not clear.

The next epoch of erosion and sedimentation is characterized by the accumulation of thick series of Karelian sediments which, up to the present time, have not been found within the limits of the White-Sea zone. They adjoin it from the west and in zone of contact are separated by postkarelian granites and migmatites. In the Karelian period of sedimentation the White-Sea Archaean fundament presented an entirely consolidated mass, reacting to movements by fracturing with the formation of dikes of basic rocks. In the following epoch of intensive post-karelian movements the Archaean fundament was granitised, forming extensive areals of granites and migmatites found bordering on the zone of karelides. Far from mapped zones of karelides certain regions were also caught by granitisation (Varbar Luda, Pongom Island & others). At the present time due to great difficulties of studying the stratigraphy it is not clear on what scale the granitisation took in the Archaean areas. Some, probably, considerable Archean areas of the White-Sea region formed the fundament for the folded structures of the karelides and during post-karelian granitisation could have been drawn into corresponding (NE — SW) movements. It is probable that the regions with a general north-west strike if detailly studied may prove to have been reformed in post-karelian epoch of granitisation.

After this, noting the great significance of achievements of geologists studying ultrametamorphism, the writer gives a characteristic of the process of

granitisation in that aspect, in which it is presented by data from the White-Sea region.

1. Basing on the petrographic composition and partly on the distribution of disthene and garnet gneisses, the writer concludes that these rocks compose peripheral zones of areals of granitisation. The composition and texture of these rocks always reflect the mobility of quartz solutions in this zones which is seen here in the widespread processes of quartz metasomatism. Certain amphibolites, for which secondary development of quartz is particularly characteristic, also belong to this zone.

Zones of quartz metasomatism mark only the upper horizons of spheres of granitisation. The well preserved oldest north-east strike of rocks is characteristic of these zones, and points to the absence of fundamental changes during subsequent processes of granitisation. The action of quartz metasomatism in most cases did not affect the basic structure of the rock here. In deeper horizons rocks of this zone alternate with gneisses carrying traces of feldspar metasomatism.

2. The zone of feldspar metasomatism is the most extensive and in rocks of a basic composition begins with the formation of plagioclase. Potassium metasomatism is established particularly well, and begins with the penetration of potassium — containing solutions into intergranular interstices of gneisses and the formation of microcline or orthoclase in them. In the same way under conditions of very intensive granitisation uniform masses of granites form in the White-Sea region, presenting an extreme degree of migmatisation. Forming under conditions of successive metasomatism these rocks hardly ever show traces of magmatic texture.

3. Within the limits of every complex of rocks series of rocks may be distinguished characterizing different degrees of granitisation, which depend on general regional conditions as well as on particular conditions of penetration of granitising solutions.

4. Processes of metasomatism together with granitisation processes sometimes take place under conditions of quiet environment almost without disturbing the original structure of the ancient masses.

5. Inspite of that that processes of granitisation are localised, areals are limited, their mapping presents great difficulties due to the overlapping of phenomena belonging to different epochs of granitisation.

Reliable methods of studying complex conditions of overlapping phenomena must be the study of structure with a complete analysis of movements, study of zoning and a careful study of all petrographic details.

6. Traces of quartz metasomatism were established in almost all granitised rocks and everywhere they are the latest, affirming that quartz metasomatism does not characterize only the beginning of granitisation but also ends it.

In connection with the above-mentioned conclusions a possibility of wider generalisations arises, from which however, the writer declines not having at the present sufficient material on analysis of structure. The writer believes that a close study of such a region as the White-Sea region can bring us nearer to the decision of general problems of petrology which are not only of a great theoretical but also a great practical significance

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

Таблица I

Фиг. 1. Кварцево-дистеновый сланец к S от поселка Проливы, Кандалакшский район. Характерны округленные формы зерен дистена — результат коррозии. Обр. 4048 × 24, Ник. 11.

Фиг. 2. Биотито-амфиболовый гнейс, верхнее течение реки Канды. Оболочка плагиоклаза, изолирующая зерно граната от амфибола. Справа зерно сфена. Обр. 3723 × 30. Ник. 11.

Фиг. 3. Биотито-гранатовый гнейс, Кривая гора, Кандалакшский район. Замещение зеленой слюдой (темная) граната. Обр. 3453 × 23. Ник. 11.

Фиг. 4. Гранатовый амфиболит, Кандалакшский район. Зерно граната изолировано от амфибола оболочкой плагиоклаза. Обр. 3737 × 28. Ник. 11.

Фиг. 5. Гранатовый амфиболит, Кереть-остров, Чупинский район. Новообразования амфибола внутри и с краев зерен корродированного граната. Обр. 3055 × 30. Ник. 11.

Фиг. 6. Гранатовый амфиболит. Кереть-остров. Новообразованная масса плагиоклаза и роговой обманки. Обр. 3055 × 36. Ник. 11.

Таблица II

Фиг. 7. Гранатовый амфиболит, Кереть-остров. Новообразования одинаково ориентированной роговой обманки и плагиоклаза в промежутках между зернами граната. Обр. 3055 × 34. Ник. 11.

Фиг. 8. Пойкилобластическая структура, кварцево-плагиоклазовый амфиболит. Картеш-мыс, Чупинский район. Обр. 3072 × 27. Ник. 11.

Фиг. 9. Диопсидо-плагиоклазовый амфиболит. Малый Кукин о-в. Кандалакшский район. Последовательная резорбция: диопсид (серый) → амфибол (темный) → плагиоклаз (белый) → кварц. Обр. 3697 × 25. Ник. 11.

Фиг. 10. Ортоклазовый микропегматит в лейкократовом габбронорите. Большой Еловый о-в, Шуерецкий район. Обр. 5171-а × 23. Ник. +

Фиг. 11. Порода ксенолитов в габбро-норите. Тонкозернистая регенерированная масса включает оплавленные зерна кварца и олигоклаза. Большой Еловый о-в. Обр. 5180 × 23. Ник. +.

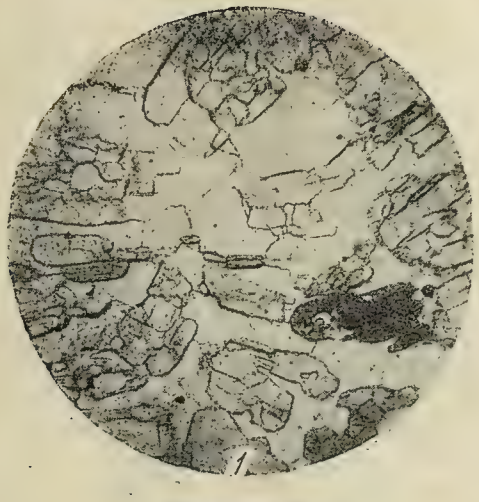
Фиг. 12. Гранатовый гранодиорит. Радиально расположенные листочки биотита вокруг зерна граната. Поньгом-остров. Обр. 4431 × 32. Ник. 11.

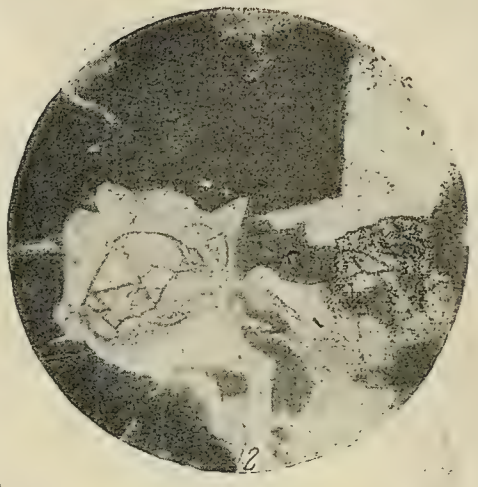
Ответственный редактор *В. С. Максимов* Технический редактор *М. С. Рулева.*
Корректор *Е. Х. Исаева*

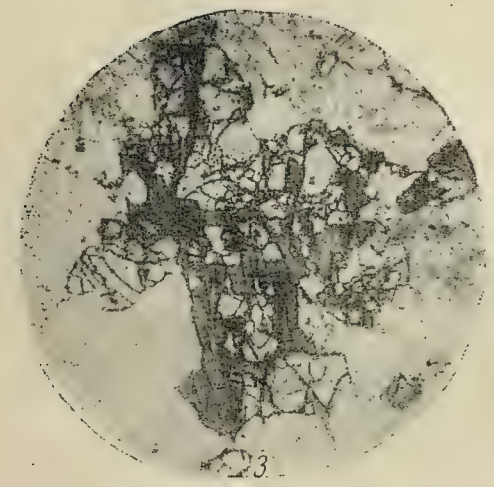
Сдано в набор 15/XI-38. Подписано к печати 23/II — 39 Формат бумаги 72×110¹/₁₆. Уч.-авт. лист 8,27. Печ. лист. 5¹/₂. Бум. лист. 2³/₄ вкл. Колич. печатных знаков в бум. листе 101164. Индекс ГР 60-5-4 Заказ № 659. Леноблгорлит № 852

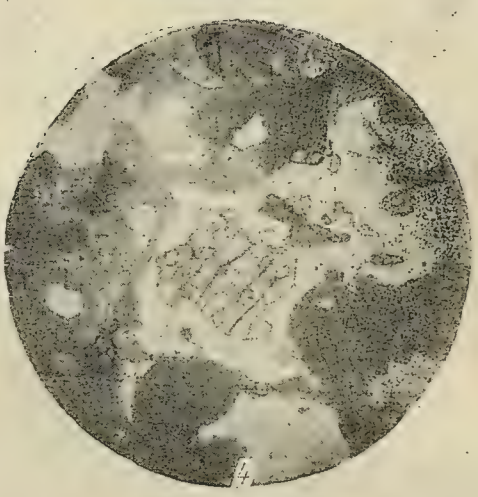
2-я типография ОГИЗа РСФСР треста „Полиграфкнига" „Печатный Двор" им. А. М. Горького. Ленинград, Гатчинская, 26.

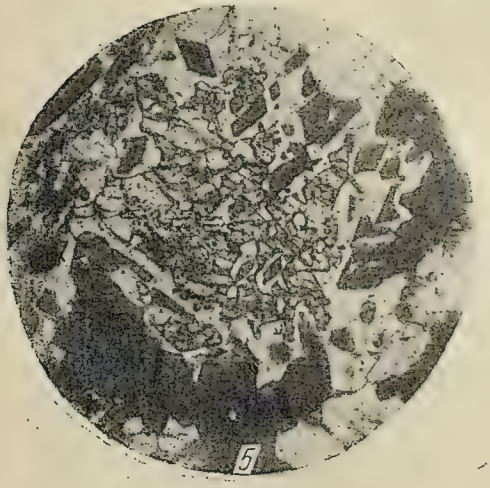
Отпечатано с готовых матриц по заказу № 7976. Тир. 600 экз. Тип. арт. „Советский Печатник". Ленинград, Моховая, 40.


1

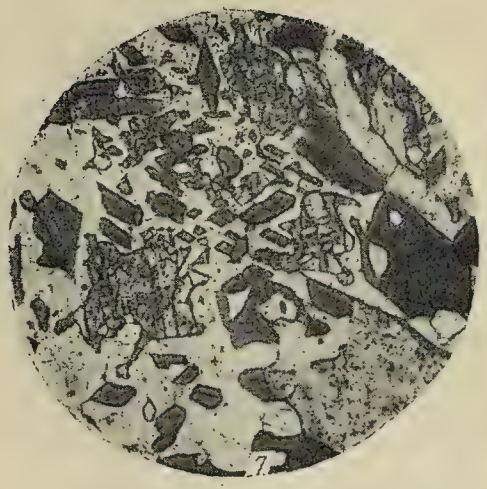

2

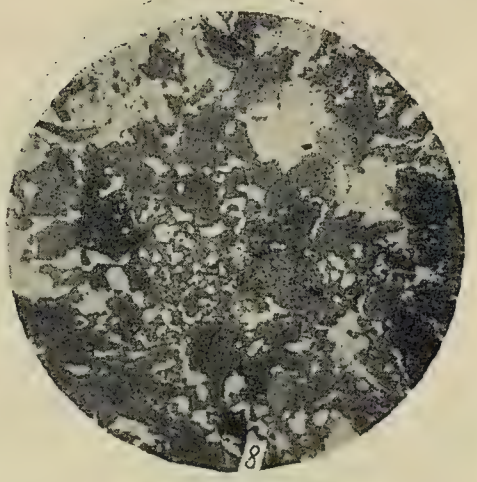

3

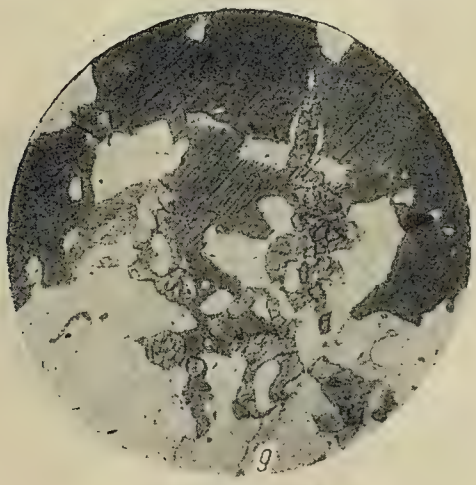

4

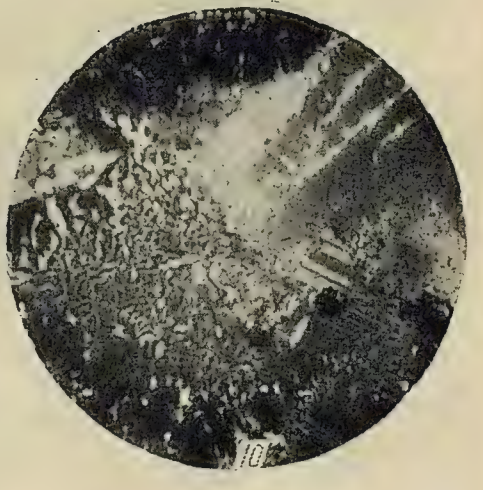

5

6

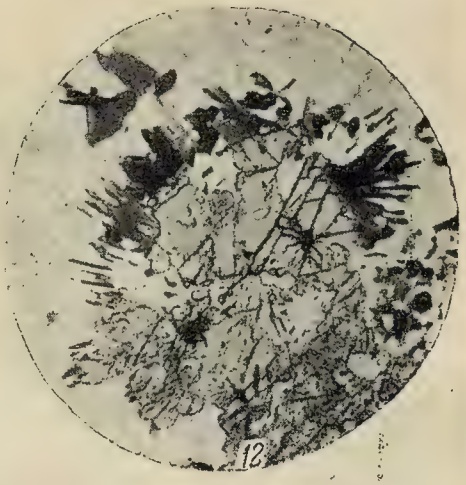

7


8


9


10

11


12

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
БЕЛОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
КАРЕЛЬСКОЙ АССР
Составлена Н. Г. Судовиковым
по материалам Ю. М. Ауслендера, П. А. Борисова, Г. Н. Бунтина, М. Д. Вагаповой, Н. А. Волотовской, П. К. Григорьева, Н. А. Игнатьева, Л. А. Косого, А. Л. Крист, П. М. Мурзаева, Ю. С. Неуструева, Н. И. Рябова, М. И. Шубина
Ленинградский Геологический Трест
1937 г.
МАСШТАБ
5 0 5 10 15 20км
БЕЛОЕ МОРЕ
Протерозой
Посткарельские граниты
Мигматиты
Амфиболиты (частью парапороды)
Гнейсы
Архей
Граниты
Мигматиты
Габбро-нориты - перидотиты
Амфиболиты
Амфиболовые гнейсы
Дистеновые и гранатовые гнейсы и сланцы
Биотитовые гнейсы, частью гнейсо-граниты
Сороки
Кандалакша
Кузема
Поньгома
Соностров
Триозеро
Калгалакша
Умба
Шуерецкий
Сорока
Сороцкий
Соностровский

1986

Цена 2 р. 50 к.
ГР—60-5-4